



BIBLIOTECA ELECTRÓNICA
de
GEMINIS PAPELES DE SALUD

<http://www.herbogeminis.com>

VISIT...

LANZAROTE
Caliente.COM

Historia del clima de la Tierra

Antón Uriarte

(última actualización online octubre 2010) (2ª ed impresa en <http://www.elkar.com>) (Ma Mega annum 1 millón de años)

INDICE

Introducción	5
Primera parte. Precuaternalario	
Capítulo 1. Precámbrico (4.500 Ma- 544 Ma)	6
1. El calor del principio	6
2. La intervención de la vida	8
3. ¿Se congeló la Tierra?	11
Capítulo 2. Era Primaria (Paleozoico) (544 Ma-245 Ma)	16
1. La “explosión cámbrica”	16
2. El clima en el Cámbrico y Ordovícico	18
3. Glaciación del Ordovícico	19
4. Silúrico, Devónico y Carbonífero: un clima cálido y húmedo	20
5. Glaciación del Carbonífero Final	21
6. La catástrofe del Permo-Trías (P/T)	22
Capítulo 3. Era Secundaria (Mesozoico) (245Ma-65Ma)	24
1. Triásico: aridez y calor en Pangea	24
2. Jurásico y Cretácico: el clima de los dinosaurios	26
3. Abundante CO ₂ y vapor de agua	28
4. Un clima más oceánico	29
5. Intensa sedimentación de carbono	30
6. La catástrofe K/T	31
Capítulo 4. Era Terciaria (65 Ma- 2,5 Ma)	33
1. El clima cálido del Paleoceno y Eoceno	33
2. Comienzo del enfriamiento	38
3. Oligoceno: el hielo recubre la Antártida	39
4. Mioceno, un clima cambiante	43
5. El clima cálido del Plioceno	48
6. La transición al Cuaternario	52
Segunda parte. Pleistoceno (2,5 Ma- 11.500 años)	
Capítulo 5. Las glaciaciones cuaternarias	53
1. Características generales	53
2. Las causas	55

3. Períodos	56
Capítulo 6. El interglacial Eemiense	57
1. Calor	58
2. Nivel del mar más elevado	58
3. Insolación diferente	59
4. Estabilidad del clima	59
5. Una importante incógnita: ¿cuándo y dónde comenzó el interglacial?	60
Capítulo 7. La Última Glaciación	62
1. El comienzo en el Hemisferio Norte	62
2. ¿Y el Hemisferio Sur?	63
3. El papel de los gases invernadero	65
Capítulo 8. Variabilidad climática durante la Última Glaciación	69
1. Fases en la última glaciación	69
2. Variabilidad climática	71
3. Eventos Heinrich y episodios Dansgaard-Oeschger	74
4. Variabilidad en el Trópico	76
Capítulo 9. El Último Máximo Glacial	78
1. Magnitud del frío y del hielo	78
2. Mantos de hielo	82
3. Aridez glacial (y excepciones húmedas)	85
4. El viento	88
Capítulo 10. La Deglaciación	90
1. Las causas	90
2. La subida del nivel del mar	94
3. Fases y desfases entre el Ártico y la Antártida	96
4. El Younger Dryas	99
Tercera parte. Holoceno y Clima Reciente	
Capítulo 11. El Holoceno	103
1. El comienzo y primera parte del Holoceno	103
2. Episodio excepcional del 8.200 antes del presente	105
3. África más húmeda	107
4. Enfriamiento y avance del desierto	109
5. Declive y surgimiento de antiguas y nuevas civilizaciones	110
6. El Holoceno en Europa	111
Capítulo 12. El Clima del Último Milenio	112
1. Tendencias	112
2. Período Cálido Medieval	115

3. Pequeña Edad de Hielo	116
4. Manchas y ciclos solares	117
5. Erupciones volcánicas	119
Capítulo 13. Calentamiento del clima actual	120
1. Evolución de la temperatura media global en el siglo XX y comienzos del XXI	120
2. Diferencias regionales y latitudinales	121
3. Mediciones e incertidumbres	123
Capítulo 14. La subida del nivel del mar	125
1. La subida del siglo XX	125
2. La complejidad de los factores	126
3. Mediciones desde satélite	127
4. Las previsiones	128
Capítulo 15. Los hielos	129
1. El hielo de la Antártida	129
2. El hielo del Ártico	133
3. El hielo de Groenlandia	138
4. Los otros glaciares (glaciares de montaña)	141
Capítulo 16. Evolución de otros fenómenos: humedad , nubes, lluvia, sequías y ciclones tropicales	143
1. Humedad atmosférica	143
2. Las nubes	144
3. La lluvia	149
4. Las sequías	151
5. Ciclones tropicales	152
Capítulo 17. Variaciones en la circulación atmosférica y oceánica	154
1. Estratosfera	154
2. Oscilación del Atlántico Norte (NAO)	157
3. El Niño	160
4. ¿Está variando la circulación oceánica?	163
Capítulo 18. Gases invernadero y aerosoles antrópicos	164
1. El dióxido de carbono	164
2. El metano atmosférico	174
3. El óxido nitroso	177
4. Los halocarburos	177
5. El ozono	177
6. Aerosoles antrópicos	181
Capítulo 19. Pronósticos y estrategias para el clima del futuro	186

1. Pronósticos	186
2. Energías alternativas y medidas fiscales	187
3. Mejora de la eficiencia energética	187
4. Captura y almacenamiento del CO ₂	188
5. Absorción biológica	189
6. Protocolo de Kyoto	190
.....	
Apéndice 1. Los flujos verticales de energía	192
1. Hacia abajo: la radiación solar	192
2. Hacia arriba: la transmisión de calor desde la superficie terrestre	194
3. Hacia arriba y hacia abajo: el efecto invernadero	195
4. Forzamiento radiativo y sensibilidad climática	195
Apéndice 2. Los ciclos del carbono	196
1. Aspectos geológicos	196
2. Aspectos biológicos	199
3. Aspectos marinos	202
Apéndice 3. Efectos climáticos de los aerosoles atmosféricos naturales	203
1. Aerosoles volcánicos	204
2. Polvo mineral	206
3. Aerosoles marinos	208
4. Aerosoles biológicos	209
Apéndice 4. Corrientes oceánicas y circulación termohalina	210
1. El sistema de corrientes	210
2. Mecanismos de hundimiento: la importancia de la salinidad y de la temperatura	212
3. El transporte de calor	214
4. Las corrientes profundas	215
Apéndice 5. Los ciclos de Milankovitch	218
1. La precesión de los equinoccios	219
2. Excentricidad de la órbita	221
3. Inclinación del eje terrestre	222
Apéndice 6. Isótopos del carbono en la investigación paleoclimática	223
1. El carbono-13	223
2. El carbono-14	226
Apéndice 7. El mar en la investigación paleoclimática	230
1. Foraminíferos	230
2. Corales	237
3. Derrubios de roca transportados por icebergs	238

4. Alquenonas	238
Apéndice 8. Investigaciones en los hielos	239
1. Ice cores	239
2. Los principales sondeos	240
3. Isótopos del oxígeno, hidrógeno y nitrógeno	243
Bibliografía	247
Glosario	

Introducción

En este libro trato de ordenar en una sucesión cronológica los cambios climáticos más significativos que han ocurrido en la Tierra desde sus orígenes hasta hoy mismo. Puede parecer demasiado ambicioso el resumir 4.500 millones de años de historia del clima en un libro de este tamaño, desde los primeros tiempos infernales del planeta, de los que apenas quedan indicios, hasta los días más recientes, en los que las noticias y las batallas políticas a costa de un temido cambio climático son exageradamente frecuentes.

Relatar la historia del clima no es tarea fácil porque, cada vez que uno cuenta algo de lo que pasó, siempre hay alguien que pregunta: ¿y tú cómo lo sabes? Entonces hay que ponerse a disertar, al menos sucintamente, sobre los complejos e ingeniosísimos métodos que a científicos de especialidades muy diferentes se les han ido ocurriendo para saberlo. Puede llevar un buen rato, por ejemplo, explicar lo que es un foraminífero y cómo a un oceanógrafo italiano apellidado Emiliani se le ocurrió determinar (más o menos) la temperatura del agua y las subidas y bajadas del nivel del mar a partir del análisis isotópico (¿isótopo?) de las conchas fósiles de estos bichitos. Todavía el asunto se complica más, porque a la gente normal le parece muy interesante esto del clima del pasado pero no tiene mucha idea, ni se ha preguntado nunca, sobre el funcionamiento de los fenómenos más simples de la meteorología. ¿Por qué llueve? Porque caen gotas. ¿Por qué hace más calor en verano que en invierno? Porque el Sol pega más fuerte. En fin, al ser interrumpido con tantas preguntas sobre los métodos y con tantas explicaciones, no pedidas pero necesarias, sobre los elementos del clima, es fácil que uno desista de hacer un relato histórico, y acabe mezclando el presente con el pasado, el Protocolo de Kyoto con el clima calentito del Jurásico. Como si todo, a la manera de las noticias de un telediario, pasase a la vez, a la misma escala, mezclado y comprimido en treinta minutos.

Por eso no es fácil encontrar publicada una narración diacrónica, un relato lineal de la historia del clima del globo. Aquí lo he intentado, pero confieso que tampoco lo he logrado del todo. Después de las tres primeras partes del libro (Precuatnario, Cuaternario y Clima Reciente), y cuando ya parece que hemos llegado al presente y la historia se ha acabado, el lector se encontrará con una sección de ocho apéndices, que no he sabido antes dónde incluir, pues eran demasiado largos para poder insertarlos en la narración histórica, y de los que todavía no sé si es necesario leer antes, en el medio o después.

Tampoco sé muy bien hacia qué tipo de lector va dirigido este libro. La verdad es que lo he escrito para mí mismo. Soy suscriptor de revistas como Science y Nature. Leerlas me lleva bastantes mañanas y eso que sólo soy capaz (ya no soy masoquista) de dedicarme a los artículos que, tras tres o cuatro repasos, voy entendiendo algo. Estos artículos que leo son casi exclusivamente los que tratan o están relacionados con el clima. No me resultan nada sencillos, y además, me he dado cuenta de que bastantes de ellos tienen pequeñas trampas. Así que para poder seguir disfrutándolos, para comprenderlos y asimilarlos con sentido crítico, que es como se debe, he ido a lo largo de los años ordenando en el mac, que me resulta más seguro que en la cabeza, las ideas que me han parecido más interesantes. Y como en la ciencia climatológica la categoría “tiempo” es un material fundamental de su estructura, he elegido la trama histórica para ordenarlo todo y, de paso, crear este

libro.

Supongo de todas formas que, aparte de mí mismo, habrá lectores muy diversos (es un suponer). En un extremo estarán los pocos interesados en geología, que serán mayoría, y a quienes la primera parte, la dedicada al Precuatnario, es decir, a lo que ocurrió hace millones y millones de años les parecerá excesivamente lejano. Qué soporífero distinguir entre el clima del Oligoceno y el del Ordovícico!, pongo por caso. De todas formas, les advierto a estos lectores, más bien vagos, que se van a perder lo del asteroide que cayó en Chicxulub, lo de la muerte de los dinosaurios, y algunos otros eventos bastante entretenidos como el de la desecación del Mediterráneo. Tampoco, creo que les interese mucho el Pleistoceno (aunque les guste la palabra), ni tampoco el Holoceno (¿y eso qué es?). Así que tampoco se leerán la segunda parte dedicada al Cuaternario. En fin, pronostico que, si pasan del índice, hojearán la tercera parte, la dedicada al clima reciente, que probablemente les resultará, por eso del efecto invernadero y del agujero de ozono, y lo de las inundaciones de Alemania, más interesante.

En el otro extremo estarán los lectores muy serios, demasiado, especialistas que saben mucho más que yo sobre diferentes épocas que analizo, y mucho más sobre diferentes aspectos climáticos que menciono y sobre diferentes métodos de investigación paleoclimática que voy tocando. Les pido clemencia. Y que sean humildes. Espero que lean más apartados o capítulos que los que tratan exclusivamente de su tema y espero que este libro les sirva de ayuda para que coloquen sus conocimientos y sus investigaciones en el contexto, menos preciso pero más amplio, del conjunto de la ciencia paleoclimática.

Quiero agradecer, aunque probablemente este agradecimiento no le llegue a casi ninguno, y sea como una de esas tantas botellas con mensaje arrojadas al océano y que acaban perdidas en el fondo, a los cientos de alumnos que he tenido en mi carrera de profesor de geografía y climatología, y con los que en clase, a costa de estos temas, me he divertido bastante, y espero que ellos lo mismo. También agradezco a todos los profesores compañeros, y en especial, a John Lukas, a Eugenio Ruiz de Urrestarazu y a Luis Eguluz, el que me hayan animado en la elaboración de este libro, hecho con espíritu artesano. Finalmente vaya mi más sincero agradecimiento a Euskalmet, Agencia Vasca de Meteorología, y especialmente al Consejero Alvaro Amman, que me ha honrado con la publicación de este trabajo.

Capítulo 1. Precámbrico.

1. El calor del principio

2. La intervención de la vida

3. ¿Se congeló la Tierra?

1. El calor del principio

Durante los primeros setecientos millones de años de su existencia —desde su formación, hace 4.500 millones de años, hasta hace unos 3.800 millones de años— la superficie terrestre bullía de calor y de energía.

Poco a poco, al irse enfriando el magma, algunos minerales fueron cristalizando y formando la litosfera, una delgada envoltura sólida, agrietada y rota en placas, que recubre el planeta desde entonces. De aquella época inicial apenas nos queda ninguna roca, pues las frágiles y finas placas primitivas, movidas por las corrientes del manto fluido sobre el que flotaban, se hundían repetidamente al poco tiempo de formarse. Al hundirse, el aumento de la presión y de las temperaturas derretían las rocas y reconvertían los minerales en una masa ígnea, a la vez que en otras zonas el magma ascendía y se solidificaba. El proceso de formación y destrucción de corteza era así semejante al que todavía sigue ocurriendo hoy en la Tierra, pero mucho más rápido y enérgico.

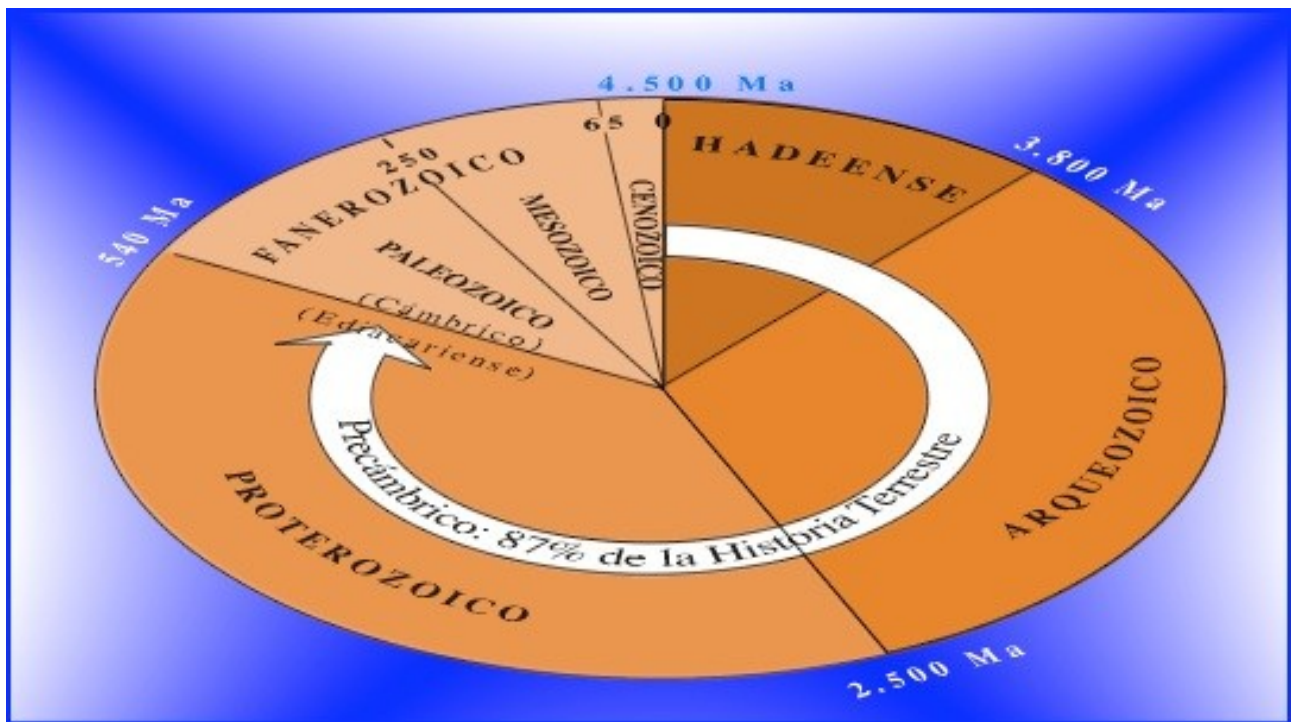


Fig. División geológica de la Tierra, desde sus orígenes (hace 4.500 millones de años) hasta la actualidad. Queda dividida en cuatro eones: Hadeense, Arqueozoico, Proterozoico y Fanerozoico, cuyos nombres hacen referencia a la evolución de la vida terrestre. El último eón, que es el que mejor conocemos gracias a la existencia de fósiles, se divide en tres eras: Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. Las eras, a su vez, se dividen en períodos, no representados en el diagrama, a excepción del Cámbrico, primer período del Paleozoico (se denomina Precámbrico a todo el tiempo anterior a él en la historia de la Tierra).

En aquel primer eón de nombre mítico, Hadeense, el clima debió ser (si alguien lo vio...) pavoroso. El planeta giraba más deprisa: los días y las noches eran más cortos. La superficie, entre sólida y viscosa, burbujeante e incandescente, estaba plagada de cráteres y de chimeneas volcánicas de las que emanaban desde el interior de la Tierra sustancias volátiles. Algunos de los gases arrojados, como el hidrógeno, demasiado ligeros, se escapaban para siempre al espacio extraterrestre; otros, como el amoníaco, eran descompuestos por la radiación solar. A partir de los gases resultantes más pesados, que la gravedad mantuvo pegados al planeta, se fue formando la atmósfera primitiva: la envoltura gaseosa de la Tierra. Una atmósfera que era bastante diferente a la actual. Cargada de electricidad y afectada por continuas tormentas. Muy húmeda y con un cielo permanentemente sucio. Oscurecida por las nubes sulfurosas que emitían los volcanes y por el polvo levantado tras la colisión incesante de meteoritos. Con temperaturas muy altas en las capas bajas del aire, debido a la abundancia de gases de efecto invernadero.

Meteoritos

La fuente principal de calor de la atmósfera era el propio suelo, que se mantenía incandescente a causa, en primer lugar, del bombardeo de pequeños y grandes meteoritos. La atracción gravitatoria seguía añadiendo material a la bola terrestre, que —al igual que el Sol y los demás planetas— continuaba formándose a partir de la adherencia de los gases y partículas de una nebulosa de existencia anterior. La energía cinética de los bólidos se transformaba en calor al colisionar con la superficie de la Tierra. Algunos de estos impactos debió ser enorme. Probablemente de uno de ellos se desgajó temprano la Luna, que a su vez continuó siendo acibillada por más meteoritos, que horadaron en su superficie los grandes cráteres que, a falta de atmósfera y de una erosión posterior que los borrara, son visibles todavía.

Radiactividad

El otro gran flujo energético que alcanzaba la superficie terrestre procedía del interior planetario,

del calor desprendido en la desintegración nuclear de elementos químicos radiactivos, como el potasio-40, el yodo-129, el torio-232, el uranio-235, etc., muy abundantes aún en el magma. En la actualidad, el flujo global de calor proveniente del interior terrestre es muy bajo (sólo 0,06 W/m², frente a 240 W/m² que proceden del Sol), pero en los primeros tiempos, con un manto muy radiactivo, era tremendo.

El Sol

El Sol también calentaba la superficie terrestre. Sin embargo, la intensidad de la radiación solar era entonces muy inferior a la actual. Todavía el Sol era una estrella en su infancia, con poco helio, lo que se traducía en un 20 o un 30 % menos de luminosidad. Por lo tanto, a diferencia de lo que ocurre hoy, aportaba a la superficie terrestre menos calor que la propia radiactividad interna del planeta o que los impactos meteoríticos.

.....

Poco a poco se fue haciendo la calma. Disminuyó la radiactividad y el calor del magma. Los choques de los meteoritos dejaron de ser continuos y ocurrían ya tan sólo en oleadas muy destructivas pero, al menos, espaciadas. Aquí y allá la superficie terrestre se fue enfriando.

Con el enfriamiento, el agua líquida fue ganando la partida al agua evaporada. Las lluvias diluvianas, que caían cada vez menos calientes, fueron anegando las hondonadas de la litosfera, creando los primeros océanos. Aún, de vez en cuando, el calor de los impactos meteoríticos hacía hervir el mar, que aquí o allá podía temporalmente desecarse, pero cada vez sucedía con menos frecuencia. Con menos vapor de agua en la atmósfera —potente gas invernadero—, la temperatura del aire bajaban.

Y una vez que la mayor parte de la masa del agua terrestre estuvo ya en estado líquido, acumulada en unas cuencas oceánicas más estables, el planeta se buscó una nueva complicación: la vida. Hace unos 3.800 millones de años, al principio del eón Arqueozoico, o incluso antes, aparecieron las primeras bacterias en los océanos primigenios.

2. La intervención de la vida

Se puede decir que la característica principal de la atmósfera durante el Arqueozoico era que el aire apenas contenía unas trazas de oxígeno. Durante todo este eón, que duró hasta hace 2.500 millones de años, el poco oxígeno que arrojaban los volcanes, o que era producto de la disociación del vapor de agua en la alta atmósfera, era consumido por gases reductores como el monóxido de carbono, el hidrógeno y el metano. El resultado de las reacciones de oxidación era la formación de dióxido de carbono y de agua.

Por otra parte, las rocas continentales que originalmente contenían hierro en forma reducida, esto es, en forma de óxido ferroso, absorbían más oxígeno de la atmósfera y en una reacción de oxidación lo convertían en óxido férrico.

En definitiva, al igual que lo que ocurre hoy en los demás planetas del Sistema Solar, la atmósfera terrestre careció de oxígeno hasta pasada la primera mitad de su historia. Hubo vida mucho antes, pero el oxígeno se hizo esperar.

Las cosas cambiaron con la aparición y el desarrollo de organismos que practicaban la fotosíntesis. Estos nuevos seres vivos cambiaron el equilibrio geoquímico del aire, que hasta entonces había mantenido al oxígeno atmosférico en una concentración muy baja.

En la actualidad el oxígeno constituye el 21 % de los gases de la atmósfera y la Tierra es el único planeta del Sistema Solar con una atmósfera oxigenada. Veamos con más detalle cómo se llegó a ello.

Cianobacterias

Entre hace unos 3.500 y 2.700 millones de años, las cianobacterias aparecieron en las aguas costeras

de los primitivos continentes. Las cianobacterias son un tipo de bacterias que contienen clorofila y pigmentos fotosintéticos que utilizan para captar la energía de la luz solar y sintetizar azúcares. Pueden ser unicelulares o filamentosas, de hasta 0,5 mm de largura. Constituyen una parte muy importante del plancton marino. En los mares templados y tropicales, aún hoy, las cianobacterias unicelulares, minúsculas pero muy abundantes —hasta más de 100 millones de ellas viven en un litro de agua— son las principales generadoras de la producción neta de materia orgánica. A veces viven en simbiosis con otros microorganismos en costas fangosas de escasa profundidad formando una masa compacta, musgosa, y van creando mantos calcáreos de unos cuantos centímetros de espesor llamados estromatolitos. Excreciones rocosas fósiles de este tipo, huella de la antigua actividad de las cianobacterias, se han conservado desde el Arqueozoico hasta nuestros días en diversas partes del mundo y aún hoy se forman en algunas zonas de Australia, de Bahamas, de México y de otros sitios.



Fig. Estromatolitos en la costa australiana

Las cianobacterias (antecesoras de los cloroplastos de las células vegetales) eran, y siguen siendo, bacterias fotosintéticas, que fabrican carbohidratos y oxígeno a partir del dióxido de carbono y del agua, usando la luz solar como energía. La reacción puede escribirse de forma simplificada de la siguiente manera: CO_2 (dióxido de carbono) + H_2O (agua) + luz = CH_2O (carbohidrato) + O_2 (oxígeno).

A lo largo de la historia de la Tierra, las cianobacterias han sido los principales organismos creadores de oxígeno. Son capaces de vivir en ambientes anóxicos, sin oxígeno, pero, a diferencia de lo que ocurre con otras bacterias, el oxígeno no es para ellas un veneno. Al contrario, les gusta, por lo que pudieron proliferar en el propio entorno oxigenado que ellas mismas fueron creando.

Hasta finales del Arqueozoico este nuevo tipo de bacterias siguió encontrándose en minoría frente a otros tipos más antiguos de microorganismos, que utilizaban otras reacciones bioquímicas para la obtención de su energía vital. Probablemente casi todo el carbono orgánico creado en la fotosíntesis por las aún escasas cianobacterias se oxidaba en la propia respiración y descomposición de esas bacterias. De esta forma el carbono era devuelto en forma de dióxido de carbono a la atmósfera y el oxígeno se consumía en un proceso químico (opuesto al de la fotosíntesis) que puede escribirse, de forma también simplificada, de la siguiente manera: $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{energía}$

Casi todo el oxígeno que se producía fotosintéticamente desaparecía inmediatamente sin quedar en el aire.

Pero no todo: tal y como ha ocurrido siempre, una milésima parte de la materia orgánica marina, al morir, se depositaba y quedaba enterrada en los sedimentos de los fondos oceánicos, sin posibilidad de oxidarse, por lo que la reacción de respiración/descomposición, que devuelve el CO_2 al aire y consume el oxígeno producido, no era, ni sigue siéndolo, del todo completa.

Oxidación mineral

En los primeros cientos de millones de años de existencia de las cianobacterias, la diferencia entre el carbono orgánico producido y el consumido era muy pequeña y el oxígeno atmosférico no aumentaba. Probablemente ocurría que, aparte de la respiración y descomposición de la materia orgánica (que consumía casi todo el oxígeno), existía otro proceso depredador del oxígeno atmosférico: la oxidación de algunos minerales. Las rocas de la superficie terrestre eran todavía muy ricas en hierro reducido que, ávido de oxígeno, lo esquilma del aire nada más formarse.

Quizás también el oxígeno no era suficiente como para crear una capa de ozono estratosférico que

lo protegiera de la disociación producida por la radiación ultravioleta (Goldblatt, 2006).

El aumento de oxígeno

Las cosas cambiaron cuando a finales del Arqueozoico y principios del Proterozoico —entre hace unos 2.500 y 2.300 millones de años— la producción fotosintética comenzó a superar a lo que se perdía en la oxidación de la materia orgánica y en la oxidación de los minerales ferrosos. Esto permitió que su concentración en el aire, al transpasar un umbral de supervivencia, aumentase velozmente. A su vez, las cianobacterias aeróbicas, fotosintéticas, se vieron favorecidas y se multiplicaron exponencialmente, llegando a proliferar en todos los mares. Así, el oxígeno alcanzó en relativamente poco tiempo niveles comparables a los de la atmósfera contemporánea: un 21 % de la mezcla de gases que componen el aire.

No todos están de acuerdo. Para algunos, el proceso de acumulación de oxígeno fue más lento y no se alcanzaron los niveles actuales hasta hace unos 600 millones de años, al final del Precámbrico, como lo probaría la aparición entonces de seres vivos celularmente más complejos, que necesitaban más oxígeno y que pudieron aprovecharse de un volumen adecuado para desarrollarse (Lenton & Watson, 2004).

Sea cual sea el período en el que la oxigenación atmosférica alcanzó un nivel importante, 2.000 millones de años o 600 millones de años, los análisis de Berner parecen indicar que durante el Fanerozoico, los últimos 500 millones de años, el contenido de oxígeno de la atmósfera ha oscilado entre el 15 y el 35 %. Según Berner el nivel de oxígeno alcanzó un máximo del 35 % de la composición atmosférica durante el Carbonífero final y comienzos del Pérmico, hace unos 300 millones de años, y bajó bruscamente al 15 % durante la transición del Pérmico final al Triásico, hace unos 250 millones de años. La razón de la fuerte subida de la concentración de oxígeno a finales del Carbonífero estaría ligada a un intenso y continuo enterramiento de materia orgánica tras el fuerte desarrollo de plantas leñosas vasculares en los continentes. La fotosíntesis producía oxígeno que luego no era depredado en la oxidación de la materia orgánica, ya que esta quedaba en gran parte enterrada en marjales y marismas. También el enterramiento en el mar de materia orgánica provocaba ese efecto (Berner, 1999). Las erupciones volcánicas aportarían en este caso un continuo suministro de CO₂ para que no se agotase y fuese posible la formación de oxígeno fotosintético. La bajada posterior de la concentración de O₂, al final del Pérmico, pudo ser debida a un enfriamiento de la atmósfera y a un clima más seco, lo que no favorecía a la vegetación, ni a la fotosíntesis.

A escala de tiempo menor, hay mecanismos complejos que probablemente han regulado y mantenido el nivel próximo al 21 %. Cuando se manifiesta un proceso que rompe el equilibrio, aparece otro que lo restablece. Por ejemplo, si la atmósfera gana oxígeno por una intensificación de la fotosíntesis, puede ocurrir: a) que se intensifique también la oxidación de las rocas, lo que hace que se pierda oxígeno de nuevo; b) que al haber más oxígeno, proliferen en el suelo los microorganismos heterótrofos que se comen y oxidan la materia orgánica enterrada, lo que hace también disminuir la cantidad de oxígeno del aire; c) que con más oxígeno en el aire, aumente la probabilidad de los incendios gigantescos (como los que han ocurrido desde hace unos 400 millones de años, desde que la vegetación ocupa extensamente los continentes) con lo que la combustión reduce de nuevo el oxígeno restableciendo el equilibrio. Estos y otros procesos contrarios de reequilibrio ocurrirían si por alguna razón, en vez de aumentar, el oxígeno disminuyese.

Ozono

Una vez que el oxígeno fue suficientemente abundante en la atmósfera, con la ayuda de la radiación solar se fue formando ozono (O₃), a partir de la combinación de una molécula normal biatómica con un átomo libre de oxígeno: $O_2 + O = O_3$. Por su capacidad de absorción de la radiación solar ultravioleta de tipo B, letal si es intensa, el ozono contribuiría a que fuese más fácil la vida al descubierto en la superficie de los océanos y de los continentes, pues, anteriormente, los organismos vivos no recubiertos de capas protectoras hubieron de protegerse cuando la luz era intensa,

sumergiéndose en el agua, buscando la sombra o enterrándose en el suelo.

Disminución de los gases invernadero

A lo largo del eón Arqueozoico y al principio del Proterozoico el clima se fue enfriando, lo que originó, por un proceso de retroalimentación de causa y efecto, que los gases invernadero más importantes —vapor de agua, dióxido de carbono y metano— fuesen disminuyendo.

En un primer momento el enfriamiento producido tras la disminución del calor de origen meteorítico y radiactivo del Hadeense hizo disminuir la capacidad higrométrica del aire. Al estar el aire más frío, el vapor de agua se condensaba y precipitaba y, en definitiva, disminuía su concentración absoluta en la atmósfera.

La proliferación de las cianobacterias y del fitoplancton marino hicieron que el dióxido de carbono fuese absorbido en la fotosíntesis y el carbono quedase fijado en forma de materia orgánica planctónica. Parte de él se hundía, sedimentaba en el fondo y quedaba enterrado, con lo que disminuía también el dióxido de carbono del aire.

Finalmente, el tercer gas invernadero importante —el metano—, también disminuyó a medida que se fue acumulando oxígeno en la atmósfera, ya que el oxígeno lo destruye dando dióxido de carbono y agua.

Hay algunos investigadores que creen que la atmósfera del Arqueozoico estaba compuesta esencialmente de nitrógeno y de metano, como la de Titán, la luna mayor de Saturno. Hoy el metano tiene una duración media en la atmósfera de tan sólo diez años, debido a que se oxida: $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$, pero antes de la acumulación de oxígeno en el aire las moléculas de metano duraban largo tiempo en la atmósfera, miles de años, lo que permitía que su concentración fuese muy elevada. Ese metano provenía, o bien directamente del interior de la Tierra a través de las chimeneas volcánicas, o bien de bacterias metanogénicas del reino de las arqueas, que vivían en las condiciones sin oxígeno de aquella atmósfera. Actualmente las bacterias metanogénicas están confinadas en algunos reductos anóxicos, como son los intestinos de los bóvidos o en los fangos de los campos inundados. Pero entonces eran probablemente mucho más abundantes gracias a la ausencia de oxígeno en el aire.

Por fermentación de los carbohidratos esas bacterias metanogénicas fabrican y fabricaban metano: $2\text{CH}_2\text{O} = \text{CO}_2 + \text{CH}_4$. Además, en la atmósfera primitiva, cuando el hidrógeno era más abundante, algunas bacterias podían combinarlo con el dióxido de carbono y producirlo también de esta manera: $4\text{H}_2 + \text{CO}_2 = \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$.

Parte de este metano era posiblemente consumido por las propias arqueas. Otra parte quedaba enterrada en los sedimentos en forma, probablemente, de hidratos de metano congelados y una tercera parte, importante, se escapaba a la atmósfera. Después, hace unos 2.500 millones de años, al acumularse oxígeno en la atmósfera, el metano fue siendo oxidado y su concentración fue disminuyendo. En definitiva, la vida, al crear oxígeno, contribuyó al enfriamiento del planeta.

3. ¿Se congeló la Tierra?

Durante el eón Arqueozoico, la alta concentración de gases invernadero, que calentaban las capas bajas de la atmósfera, mantuvo la Tierra deshelada, a pesar de que la luminosidad del Sol era bastante más baja aún que la presente (Kaufman, 2003). Pero con la paulatina reducción de los gases invernadero se abrió la posibilidad, en el Proterozoico, de que se produjesen glaciaciones.

Glaciación Huroniana

Las primeras evidencias que tenemos de glaciaciones en los continentes primitivos datan del período huroniano, en la transición del Arqueozoico al Proterozoico, entre hace unos 2.700 millones de años y 2.300 millones de años (Hyde, 2000).

Para algunos, esta glaciación —o glaciaciones, pues al parecer hubo al menos tres fases muy frías—, fue tremenda. Afectó a gran parte de la Tierra y se habría debido al efecto depredador del

oxígeno —creado por las cianobacterias— sobre el metano, que por su alta concentración habría sido hasta entonces el principal gas invernadero. Según Kasting (Kasting, 2005) la concentración de metano en la atmósfera hace 2.300 millones de años pudo ser mil veces superior a la actual.

Hay señales geológicas de la glaciación huroniana especialmente en estratos rocosos de la región del Lago Hurón, en Canadá, y también en Sudáfrica. De aquella época se han encontrado tillitas, rocas sedimentarias que agrupan materiales de tamaño muy diferente y que proceden de la cementación de antiguas morrenas glaciales. También han aparecido en estratos geológicos huronianos superficies con estrías provocadas por la abrasión de la enorme masa de hielo que se movía por encima.

Tras las glaciaciones huronianas el clima pasó de nuevo a ser muy cálido, sin que se sepa aún cómo explicar la razón del cambio. Por encima de los estratos glaciales canadienses aparecen algunos tipos de roca, como la caolinita, que se forman en ambientes tropicales. Y durante un largo intervalo de casi mil quinientos millones de años, es decir, desde hace 2.300 millones de años hasta hace 750 millones de años, no se encuentran indicios de más glaciaciones.

Glaciaciones Neoproterozoicas

Al final del Proterozoico (Neoproterozoico), en rocas datadas entre hace unos 750 y 580 millones de años, se observan señales de nuevas glaciaciones. Y no fueron unas glaciaciones normales, sino probablemente las más intensas que ha habido nunca. Estas glaciaciones fueron probablemente varias y duraron varios millones de años cada una (Bodiselsch, 2005; Macdonald, 2010). Hubo probablemente tres episodios glaciales importantes: Sturtiense, hace unos 710 millones de años; Marinoense, hace unos 635 millones de años y Varangiense, hace unos 600 millones de años. Existen pruebas geológicas de que afectaron a todos los continentes, de tal forma que las regiones heladas se extendieron hasta latitudes tropicales. Lo que está aún en debate es si durante su transcurso la superficie del mar se heló por completo, o casi por completo.

Durante estas glaciaciones de mediados del Neoproterozoico, o Criogénico, el planeta casi dejó de ser apto para la vida. En muchas series sedimentarias de localidades situadas entonces en los trópicos aparecen estratos correspondientes a una fase tan fría que hace pensar que cesó la actividad biológica marina.

Los análisis muestran que el carbono de esos estratos de carbonatos inorgánicos es muy pobre en su isótopo carbono-13, lo que indica falta o pobreza de actividad biológica marina. Ocurre que los organismos fotosintéticos oceánicos prefieren absorber dióxido de carbono con carbono-12 antes que con carbono-13, por lo que, cuando la vida es prolífica, suelen hacer que en el agua sea alta la concentración isotópica del carbono-13 sobrante. En consecuencia sube también la concentración del carbono-13 en los carbonatos inorgánicos, ya que estos se forman a partir del carbono disuelto en el océano. Por eso, la concentración pequeña de carbono-13 en los sedimentos carbonatados de las última fases de las glaciaciones neoproterozoicas indican lo contrario, que la actividad fotosintética marina fue entonces mínima.



Fig. Los geólogos Paul Hoffman y Daniel Schrag en Namibia se apoyan en una capa de sedimentos glaciales entre los que se observa una gran roca suelta que cayó al fondo del mar tras ser acarreada hasta allí por icebergs a la deriva en la fase glacial. El estrato está culminado por una capa de carbonatos sedimentados tras la glaciación (cap carbonates).

http://www-eps.harvard.edu/people/faculty/hoffman/snowball_paper.html

Otra segunda huella de las glaciaciones del Neoproterozoico son las formaciones masivas de

minerales de hierro que aparecen en los estratos geológicos de aquella época. Estas formaciones se presentan en forma de arcillas ferruginosas bandeadas, en las que se superponen capas grises de sílex y otras de material rojo, rico en hierro.



Fig. Formación de hierro en bandas con una roca suelta transportada por icebergs ("dropstone") incrustada entre ellas, en Mackenzie Mtns, Canada.

http://www-eps.harvard.edu/people/faculty/hoffman/snowball_paper.html

La alternancia entre sedimentos sin hierro y con hierro tendría la siguiente explicación. Durante las glaciaciones, las aguas profundas de los océanos, cubiertas y separadas del aire por una capa de hielo de varios kilómetros de espesor, no se ventilaban, y la respiración biológica de los organismos que habitaban en ellas agotaba el oxígeno disuelto en el agua. De esta forma, el hierro, que emanaba de las fuentes termales del fondo del mar, se iba disolviendo en el agua marina, sin oxidarse ni precipitar. De ahí el color gris de los sedimentos depositados durante las glaciaciones. Por el contrario, durante las desglaciaciones, el deshielo de la superficie permitía de nuevo la ventilación del agua. Entonces, el hierro disuelto que se había ido concentrando en el agua se oxidaba y precipitaba masivamente en capas de arcillas ferruginosas rojas, que sucedían a los sedimentos grises anteriores.

Grandes depósitos de dióxido de manganeso como los que hoy se explotan en el Kalahari probablemente se formaron de la misma manera, por una oxidación brusca de los iones de manganeso que habían permanecido disueltos en el agua marina (Kirschvink, 2002).

Sobre estas gigantescas glaciaciones persisten bastantes incógnitas. La teoría más extrema (Snowball Earth) es que fueron glaciaciones globales o casi globales, en las que la Tierra llegó a convertirse en una gran "bola de nieve". Según esta teoría todos los mares, o casi, estuvieron cubiertos por una banquisa helada que podía tener un espesor de hasta mil metros de hielo.

Pero una incógnita aún no dilucidada es cómo, a pesar del frío, los animales multicelulares, que ya habían aparecido en los océanos anteriormente, lograron sobrevivir. Quizás no se congelaba toda el agua sino solamente una fina capa superficial, que permitía la penetración de la luz solar y la continuación de la vida fotosintética bajo ella. El hielo superficial aislaría térmicamente el agua subyacente que de esta forma se habría mantenido siempre en estado líquido, sin llegar a congelarse. Además, la actividad hidrotermal en los fondos marinos seguiría funcionando, aún en los tiempos más fríos, ayudando a conservar el calor de las aguas profundas (McKay, 2000).

Otra teoría, menos radical, es que quizás las glaciaciones no fueron del todo globales y que quedaba un cordón ecuatorial oceánico sin congelar, que sirvió de refugio en los tiempos más duros a los animales multicelulares.

Disminución del metano y del dióxido de carbono

Existen varias teorías sobre las causas de estas glaciaciones del Neoproterozoico, aunque la explicación de aquellos profundos cambios climáticos permanece aún bastante oscura (Jenkins, 1999).

La explicación más tenida en cuenta por los geólogos es la disminución brusca de los gases invernadero y especialmente del metano, destruido por el oxígeno. Este oxígeno provendría de una fuerte crecida de la actividad fotosintética del plancton, favorecida por un aporte de nutrientes, como el fósforo, desde las profundidades marinas. El oleaje y las corrientes que causaban los grandes deshielos removían los fondos y devolvían al agua superficial y al ciclo fotosintético los nutrientes que se habían depositado allí abajo durante millones de años.

La reflexión de la luz por parte del hielo que se iba formando, y la consecuente pérdida de energía solar absorbida, fue realimentando el enfriamiento hasta hacerlo catastrófico. La falta de una concentración suficiente de gases invernadero que retuviera el calor en las capas bajas de la atmósfera, y una luminosidad del Sol que entonces, hace unos 700 millones de años, era todavía más tenue que la actual —un 6 % menor aproximadamente— explicarían estas enormes glaciaciones.

Aparte de la posible explicación de la pérdida brusca de metano por oxidación, de la que hemos hablado, otra de las causas pudo ser la pérdida de dióxido de carbono. ¿Por qué disminuiría el dióxido de carbono? Antes de este período glacial, hace unos 1.000 millones de años, probablemente existía un gran supercontinente, al que se ha llamado Rodinia. Cuando Rodinia comenzó a fragmentarse en placas, subió el nivel de los mares y comenzaron a aumentar las extensiones costeras recubiertas de agua. Estas nuevas regiones marinas de aguas someras —abundantes en nutrientes y muy fértiles en plancton— funcionaron como sumideros del dióxido de carbono atmosférico, debido a la actividad biológica intensa que allí se desarrolla.

Además, la actividad tectónica estuvo acompañada de la creación de nuevas cordilleras, con mayores precipitaciones en los bordes continentales, lo que ocasionó un aumento de la erosión y de la meteorización de los silicatos. Este proceso químico es uno de los principales factores de disminución de dióxido de carbono atmosférico en su ciclo geológico (Donnadieu, 2004). Una vez comenzado el enfriamiento se ralentizó el ciclo hidrológico, con lo que la evaporación se atenuó y disminuyó en la atmósfera otro importante gas invernadero: el vapor de agua.

¿Mayor oblicuidad del eje terrestre?

Otra hipótesis más atrevida es la de que las regiones tropicales se congelaron debido a un cambio drástico en la oblicuidad del eje terrestre (Williams, 1998). Fuertes variaciones de la inclinación del eje pudieron modificar el reparto latitudinal de la radiación solar entrante, haciendo disminuir drásticamente el calor recibido en los Trópicos. En la actualidad la inclinación del eje de rotación de la tierra es de 23,5 grados, pero si en algún período de su historia hubiese sido superior a 54 grados, la insolación anual en el Ecuador habría sido entonces menor que en los Polos. Esta basculación pudo ser debida a rápidos movimientos en la deriva de los continentes, o al choque de un asteroide de grandes dimensiones. Posteriormente la inercia rotacional de las masas de magma del manto profundo devolvería a la Tierra a una posición de giro de nuevo más cercana a la actual. El fallo de esta teoría es que también los polos se congelaron de forma permanente y, de ser cierta esa basculación del eje, la fuerte intensidad de la radiación solar en las latitudes altas durante el verano no lo hubiese permitido.

¿Suciedad galáctica?

Una teoría astronómica más general, aplicable a las glaciaciones del Neoproterozoico, es la de que, en escalas temporales muy largas, hayan existido fuertes variaciones en la energía solar que llega a la atmósfera terrestre, debido a cambios en la transparencia del espacio que separa la Tierra del Sol. Estos cambios serían debidos a que en el transcurso de su trayectoria alrededor del núcleo galáctico, de 250 millones de años de duración, el Sistema Solar atraviesa zonas sucias de polvo cósmico que producen una cierta opacidad en la transmisión de la luz entre el Sol y la Tierra. Se ha calculado que el flujo solar que llega a la Tierra podría disminuir hasta casi 10 W/m² durante períodos de 200.000 años, lo cual habría provocado en el pasado estas enormes glaciaciones (Pavlov, 2005).

Es posible también que en el transcurso de esta larga trayectoria la entrada en el sistema solar de

rayos cósmicos procedentes de la galaxia fuese variando y que aumentase la cobertura nubosa de la Tierra, incrementando la reflectividad del planeta y provocando el frío.

¿Cómo acabaron?

¿Cómo acabaron las gigantescas glaciaciones del Neoproterozoico? Difícil saberlo. Es probable que la concentración de CO₂ aumentase en algún momento brusca y espectacularmente. Según esta teoría, debido a una abrupta y gigantesca actividad volcánica, continental y submarina, los niveles de CO₂ se dispararon en poco tiempo y alcanzaron una concentración de 120.000 ppm (ppm: partes por millón), es decir, 350 veces mayor que la concentración actual, provocando un efecto invernadero de tal calibre que fue suficiente para descongelar la superficie de los mares. Sin embargo, la disminución logarítmica en el efecto invernadero cuando aumenta el CO₂ sugiere que incluso 120,000 ppm de CO₂ no serían suficientes para descongelar los océanos terrestres.

A la vez, hubo fuertes deposiciones de carbonatos, provenientes de este CO₂, en los fondos de los océanos, que aparecen en la capa superior de los estratos glaciales (cap carbonates). Por otra parte, estos estratos sedimentarios de carbonatos muestran unas estructuras y unas formas (ripple marks) que indican que se formaron en un régimen de fuerte oleaje y de fuertes vientos, causados probablemente por los contrastes térmicos entre las zonas desheladas y las que aún no lo estaban (Allen, 2005).

Para otros investigadores (Jacobsen, 2001), el causante del brusco recalentamiento no fue el CO₂ volcánico sino el metano, CH₄, que se escapó al descongelarse el subsuelo costero, tras ocurrir una transgresión marina que inició el proceso. Así, la ratio elevada de carbono-12 y el descenso en el contenido de carbono-13, que, según algunas nuevas dataciones de los sedimentos, se produce no en la glaciación sino en los carbonatos sedimentados en la desglaciación (cap carbonates), se debería al aumento brusco de metano, que, por su origen biológico, tiene esas características isotópicas (pobre en carbono-13).

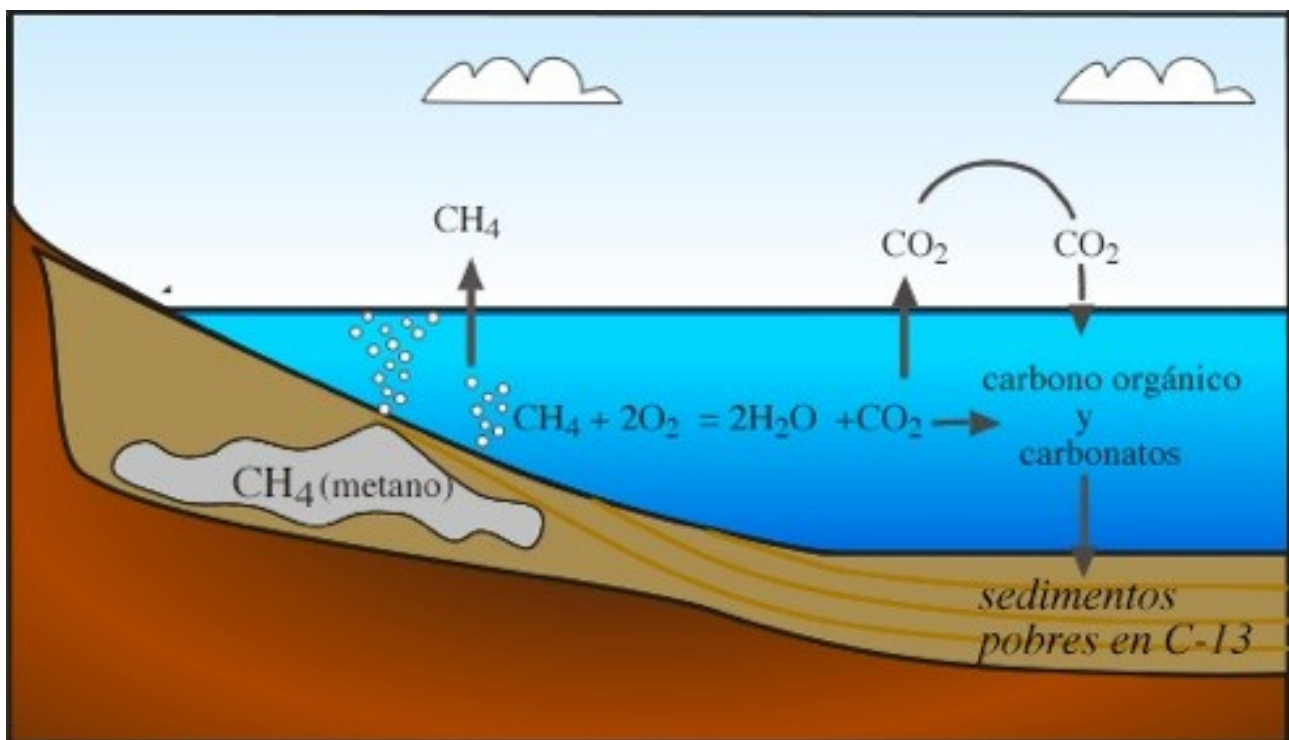


Fig. Escape de metano del subsuelo marino en zonas polares. Tras permanecer encerrado en celdillas de hielo (clatratos), el calentamiento de las aguas o los derrumbes del fondo marino costero lo liberan al agua y a la atmósfera. Estos escapes han podido ser enormes en algunos períodos del pasado.

Según esta teoría es posible que un aumento inicial de la temperatura de las aguas costeras desestabilizase bolsas de metano del subsuelo marino, atrapado en cristales de hielo (clatratos).

Estos depósitos consisten en gas metano que queda enclaustrado entre los cristales de agua que se congela en los poros de los primeros metros de los sedimentos submarinos, debido a la presión y las bajas temperaturas. También se encuentran hidratos de metano en el permafrost, o suelos congelados, de regiones continentales de latitudes altas, pero en menores cantidades. El metano proviene de la descomposición bacteriana, metanogénica, de la materia orgánica que va cayendo al suelo del fondo marino. En los fondos anóxicos, mal ventilados, de los mares costeros de alta productividad biológica se produce más metano. Normalmente las burbujas del gas así formado suben y se escapan a la atmósfera, pero cuando la temperatura del agua es muy baja, 1°C o 2°C, parte del metano puede quedar atrapado en el agua congelada, que a su vez rellena los espacios porosos del subsuelo marino. El metano de estos depósitos se habría liberado tras una subida inicial de la temperatura del agua y, al ser un potente gas invernadero, habría amplificado a su vez el calentamiento, hasta crear unas condiciones climáticas catastróficas.

Capítulo 2. Era Primaria (Paleozoico).

1. La “explosión cámbrica”

2. El clima en el Cámbrico y Ordovícico

3. Glaciación del Ordovícico

4. Silúrico, Devónico y Carbonífero: un clima cálido y húmedo

5. Glaciación del Carbonífero Final

6. La catástrofe del Permo-Trías (P/T)

1. La explosión cámbrica

Hace unos 540 millones de años la evolución de la vida se aceleró en los océanos. Casi abruptamente se multiplicó el número de especies y se modificaron los tamaños y las formas corporales de los animales marinos. A diferencia de los cadáveres de los animales anteriores, pequeños y de cuerpos blandos —rápidamente descompuestos por las bacterias y desaparecidos sin dejar rastro— las nuevas especies desarrollaron caparazones y esqueletos calcáreos, duros, que han permitido en muchas partes su conservación fosilizada, al quedar insertos en los estratos de rocas sedimentarias. La abundancia de estos fósiles aporta muchas claves sobre los cambios ocurridos desde entonces en la geología y en el clima. Por eso al último eón, que comienza entonces y dura hasta ahora, se le ha dado el nombre de Fanerozoico, del griego “phanero” (visible o evidente) y “zoe” (vida). El Fanerozoico se divide en tres grandes eras: el Paleozoico (vida antigua), el Mesozoico (vida media) y el Cenozoico (vida nueva).

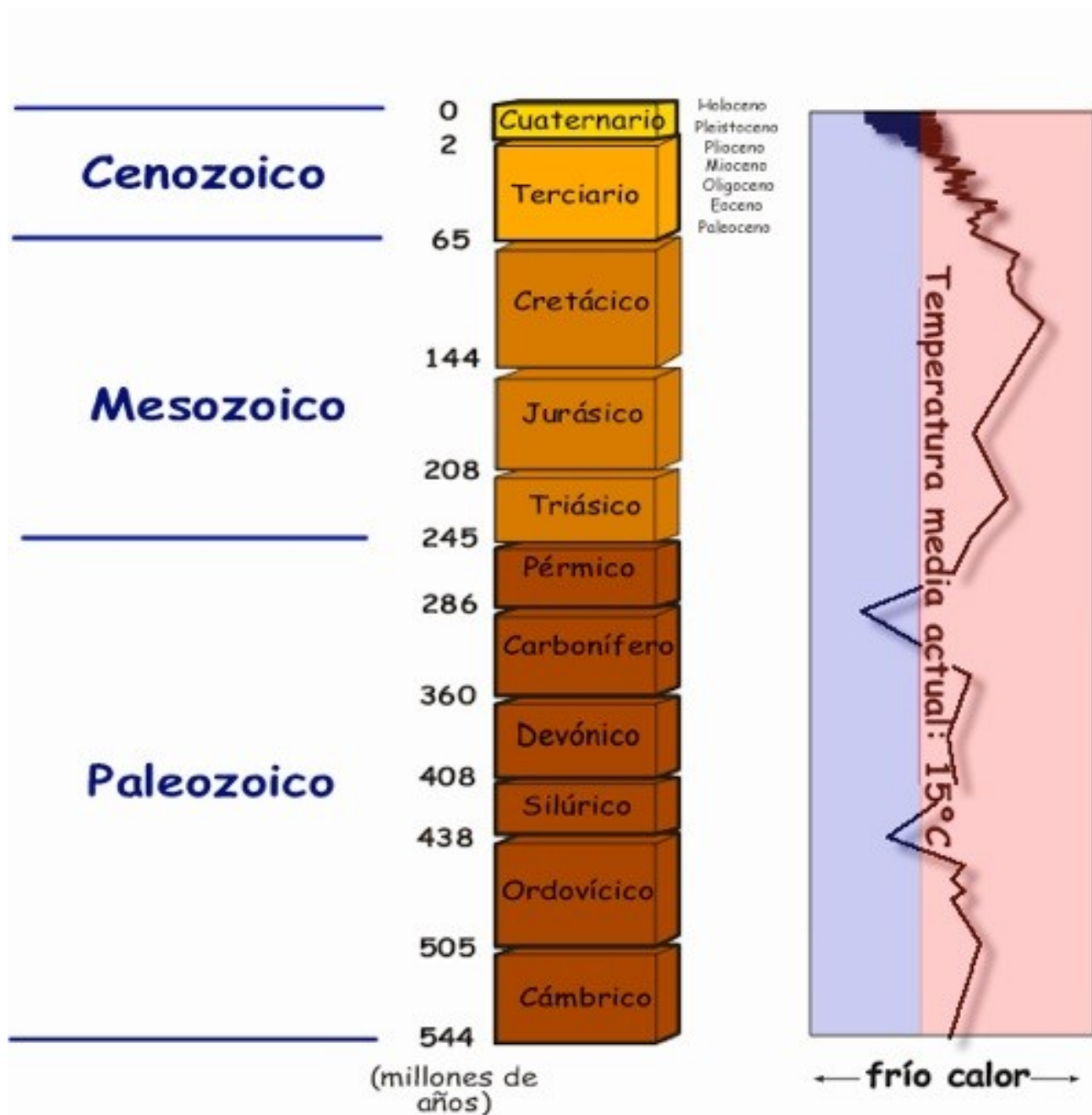


Fig. Eras y período en que se divide el eón Fanerozoico. La abundancia de fósiles permite construir una escala geológica detallada de los últimos 544 millones de años. A la derecha, evolución estimada de la temperatura media superficial. En la zona rosa la temperatura ha sido superior a la actual (15°C) y en la zona azul ha sido menor. Solamente hubo glaciaciones al final del período Ordovícico, al final del Carbonífero y durante el reciente período Cuaternario.

Las razones de este estallido de vida oceánica, la “explosión cámbrica”, recogida en unos pocos yacimientos ricos en fósiles, como el de Burgess Shale, en Canadá, permanecen aún oscuras. Algunos paleontólogos creen que esta aceleración evolutiva de la vida terrestre fue provocada por fuertes y rápidos cambios en la geografía de mares y continentes, lo que motivó variaciones drásticas en las corrientes oceánicas y en la temperatura y salinidad de las aguas (Kirschvink, 1977). Los cambios medioambientales marinos –quizás un aumento de los nutrientes por un aumento del afloramiento de aguas profundas (upwelling)– podrían haberse añadido a la mutación de algún gen importante (un “hox” gen) en algún ser multicelular primitivo, lo que podría haber iniciado un

extenso cambio morfológico en la vida animal (von Bloh, 2003).

También se especula con la idea de que, debido a cambios tectónicos que afectan a los ritmos de erosión y a la salida de aguas termales internas portadoras de elementos químicos en solución, se registrase por aquel entonces una modificación de la ratio magnesio/calcio en el agua marina. Según esta teoría, a comienzos del Cámbrico esta ratio disminuyó y el agua marina llegó a tener una concentración de calcio suficientemente grande para facilitar la eclosión de los animales calcáreos (Dickson, 2002).

Otros investigadores creen que la aparición entonces de seres vivos más grandes y celularmente más complejos, se debió a que pudieron aprovecharse de un volumen suficiente de oxígeno, comparable ya al de la atmósfera contemporánea (Lenton, 2004). Este aumento del oxígeno se habría producido al final del Precámbrico, en el período Ediacariense, y quizás fuese debido a un aumento del enterramiento de carbono orgánico, propiciado a su vez por suelos más arcillosos —que adhieren el carbono— que los que había antes. Este incremento de las arcillas en detrimento de las arenas y otros elementos más gruesos sería el resultante de la aparición de los hongos del suelo y de su actividad descomponedora. De nuevo la vida favorecería así el incremento de oxígeno del aire (Kennedy, 2006).

2. El clima en el Cámbrico y Ordovícico

Hace unos 500 millones de años, a principios del Paleozoico, casi todas las tierras emergidas se situaban en el hemisferio austral, mientras que el hemisferio septentrional, a diferencia de lo que ocurre hoy día, era esencialmente oceánico. Más allá de los 30°N todo era agua.

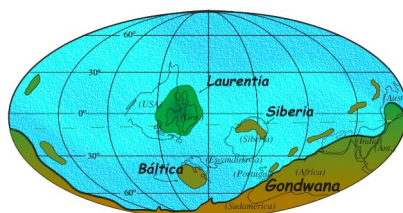


Fig. La Tierra en el período Cámbrico, hace unos 500 millones de años.

(fuente: Scotese, C.R., 2002, <http://www.scotese.com>, PALEOMAP website).

De entre los continentes emergidos el más importante era el gran supercontinente de Gondwana, con una extensión mucho mayor que la de todos los demás. Gondwana se extendía desde el Ecuador hasta el Polo Sur. Abarcaba en una única masa de tierra emergida a los cratones de Sudamérica, África (incluidas algunas partes del sur de Europa, como la Península Ibérica), Arabia, la Antártida, Australia y la India. Gondwana recibe su nombre por una antigua tribu de la India, los gondos, y significa "país de los gondos", aunque, por supuesto, por aquel entonces no existían. A los geólogos, cuando ponen nombres, les gusta liarla.

Entre los otros continentes, mucho más pequeños, el más extenso era el denominado Laurentia, que se correspondía esencialmente con el cratón canadiense. Su nombre proviene de los Montes Laurentinos, en Quebec, al norte del San Lorenzo. Se situaba entonces en la franja tropical, al igual que el continente de Siberia. Más al sur se localizaba Báltica, que estaba formado por el cratón fienoescandinavo.

Del clima general de la primera parte del Paleozoico —de los primeros cien millones de años: el Cámbrico y casi todo el Ordovícico— poco se puede decir. Todavía la vida vegetal y animal terrestre no había evolucionado lo suficiente para dejarnos una buena información en el registro fósil continental. Se sabe que las tierras emergidas estaban pobladas por cianobacterias y algas, pero todavía no por plantas. Lo que parece más seguro es que, con unos mares más extensos que los actuales, el clima general debió ser más oceánico y templado, con menos oscilaciones estacionales. Existían amplios mares que se adentraban en el interior de los continentes y que favorecieron un rápido desarrollo de la diversidad animal, pues sus aguas someras, ricas en nutrientes, creaban unas condiciones biotópicas ideales para la proliferación de la vida.

3. Glaciación del Ordovícico

Pero a finales del Ordovícico y principios del Silúrico, entre hace unos 450 y 430 millones de años tuvo lugar una glaciación en las latitudes australes de Gondwana y la diversidad animal oceánica (equinodermos, trilobites, nautiloideos, etc) se vio muy afectada. Se produjo entonces la primera gran extinción biológica del Fanerozoico.

Huellas de esta glaciación del Ordovícico son visibles hoy en la superficie del Sáhara. Hay constancia geológica de que el desierto estuvo cubierto entonces por un espeso manto de hielo de más de 8 millones de km² de superficie. En terrenos ordovícicos, desde el macizo de Hoggar hasta las costas atlánticas de Mauritania, aparecen aún hoy huellas de largos surcos y ranuras como las que dejan los glaciares al avanzar y erosionar el lecho rocoso. Se encuentran también al pie del macizo de Hoggar típicos valles glaciares en forma de U, rocas pulimentadas y drumlins —colinas bajas de formas alargadas—que son características de un relieve formado por una antigua erosión glacial.



Fig. Rocas de época ordovícica en el Sahara. (fuente: Jan Smit)

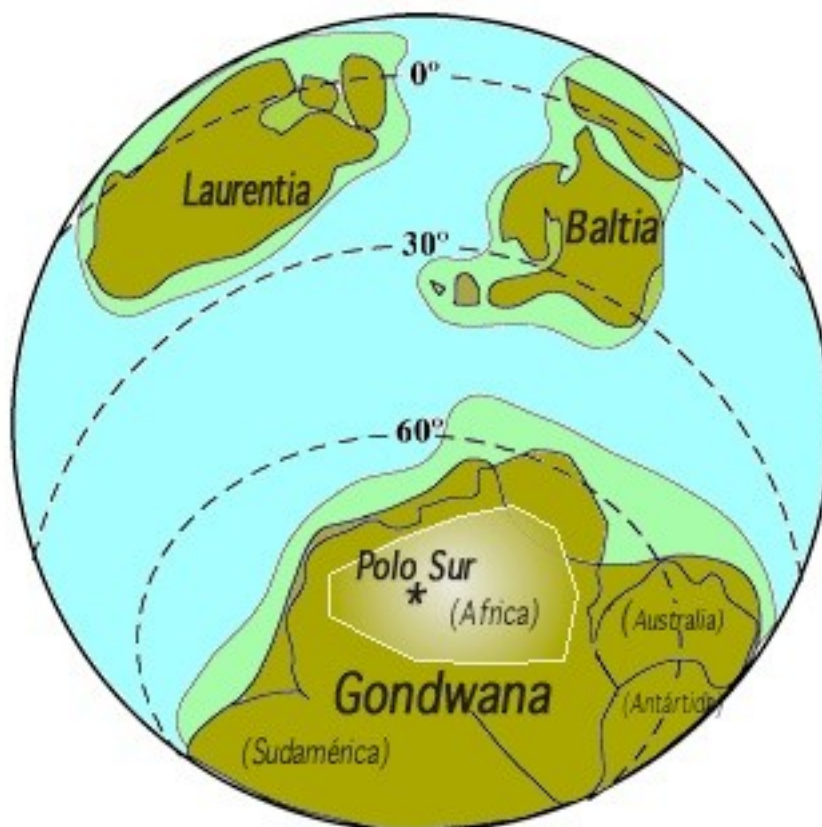
<http://www.geo.vu.nl/~smit/sahara/transsahara.htm>

Debió ocurrir que el movimiento de las placas colocó durante unos cientos de millones de años a lo que es hoy la Amazonia y el norte de África —que formaban parte de Gondwana y eran entonces tierras adyacentes— en las cercanías del Polo Sur geográfico, en condiciones climáticas favorables para la acumulación de hielo.

Aparte de la baja insolación, el mar no quedaba lejos, por lo que no faltaba el suministro oceánico de humedad necesario para que las precipitaciones invernales de nieve fuesen intensas.

La mayor paradoja de esta glaciación del Ordovícico es que, según algunos análisis inferidos del carbono-13 contenido en algunas rocas, la concentración de CO₂ durante aquel período era muy superior a la actual, hasta 16 veces mayor. Un reciente estudio, sin embargo, deduce de una estratigrafía más detallada que el aumento del CO₂ se produjo como consecuencia de la glaciación y en respuesta a la expansión de los mantos de hielo, la cual provocó una disminución de la absorción de CO₂ que se produce por la meteorización de los silicatos (ver apéndice 2). En este

estudio se sostiene que tras el incremento de la concentración de CO₂ se produjo una deglaciación (Young S., 2010).



4. Silúrico, Devónico y Carbonífero: un clima cálido y húmedo

Después del episodio glacial del Ordovícico de hace 450 millones de años, las temperaturas se elevaron de nuevo y se mantuvieron cálidas durante el Silúrico, el Devónico y casi todo el Carbonífero, hasta hace unos 300 millones de años. El calor, la humedad y una atmósfera rica en dióxido de carbono facilitaron el desarrollo evolutivo y la colonización de los continentes por parte de la vegetación.

Al principio de este largo período cálido, a mediados del Silúrico, hace unos 420 millones de años, ocurrió un fenómeno biológico fundamental: aparecieron las plantas vasculares, plantas con tallos rígidos y tejidos conductores hechos con una nueva sustancia orgánica, la lignina, que les daba el soporte estructural necesario para poder crecer en vertical. La lignina, parte esencial de la fibra vegetal, es bastante resistente a la degradación y a la oxidación. El largo lapso que transcurrió entre su aparición y la evolución de los hongos capaces de descomponerla permitió que grandes cantidades de carbono contenido en ella quedasen enterradas y preservadas bajo otros sedimentos.

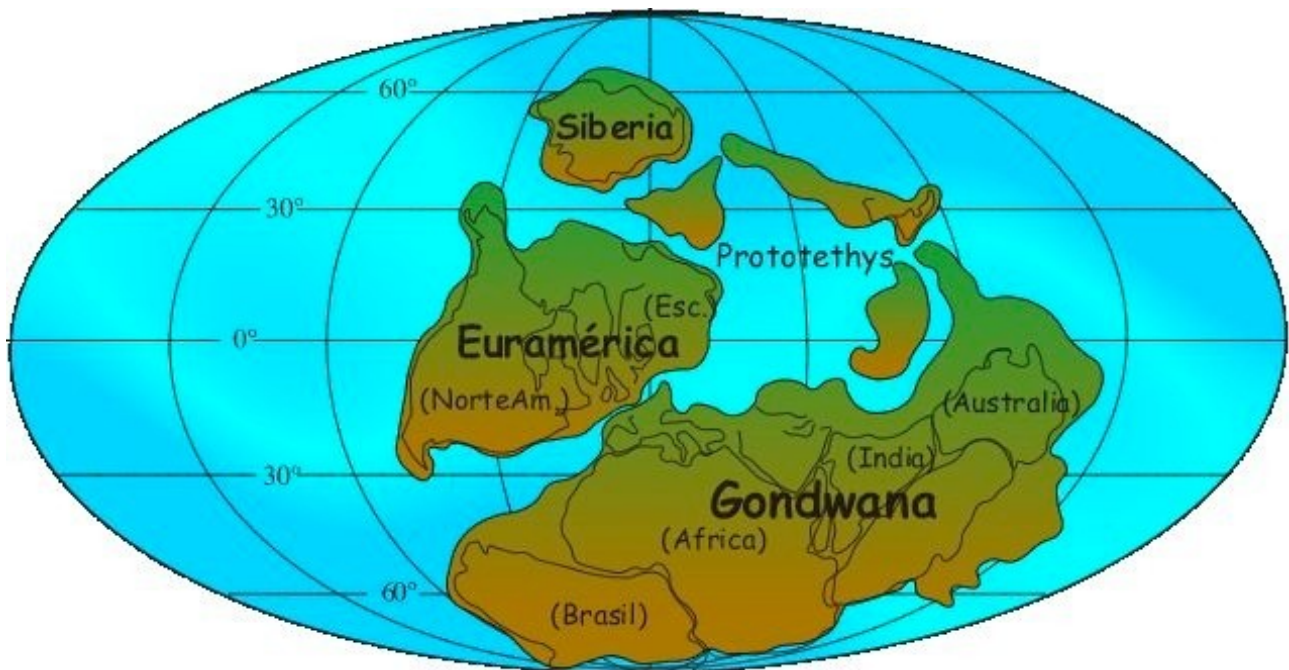


Fig. La Tierra en el Devónico, hace 400 millones de años. Gondwana seguía siendo el continente mayor. Euramérica era el resultado de la fusión de Laurentia (Norteamérica) y Báltica (Escandinavia). Las plantas vasculares colonizaban ya todos los continentes (fuente: Scotese, C.R., 2002, <http://www.scotese.com>, PALEOMAP website).

Durante todo el Devónico y el Carbonífero inferior, desde hace unos 400 millones de años hasta hace unos 300 millones de años, las plantas vasculares siguieron colonizando todos los continentes y surgieron nuevas y abundantes especies vegetales.

El clima cálido y húmedo facilitó la aparición de bosques de árboles grandes y de ciclo rápido, que al caer y ser arrastrados por el agua aportaban a los suelos marismáticos y a los fondos pantanosos grandes cantidades del carbono orgánico contenido en la lignina. No había suficiente oxígeno disuelto en el agua para oxidarlo todo, ni bacterias aeróbicas suficientes para llevar a cabo esa labor de descomposición. En marjales y marismas costeras, y en extensos humedales del interior, el enterramiento de materia orgánica fue un proceso continuo. Frecuentemente, con el paso del tiempo, acababa convertida en la roca más característica del Carbonífero, el carbón, que da nombre al período.

5. Glaciación de final del Carbonífero

Hace unos 300 millones de años, al haber sido ya secuestrado en los sedimentos una enorme cantidad de carbono orgánico absorbido por la vegetación y procedente del CO₂ atmosférico, los niveles de este gas invernadero en el aire disminuyeron hasta un nivel muy bajo, semejante al actual. En un proceso paralelo, la concentración de oxígeno probablemente alcanzó su nivel máximo: un 35 % (Berner, 1999).

Hacia finales del Carbonífero y principios del Pérmico el clima se enfrió y se entró en un nuevo período glacial, en el que un manto de hielo en las latitudes australes de Gondwana, en lo que es hoy Sudáfrica, creció y se encogió en diversas fases sucesivas. Por ese motivo el nivel del mar bajó y subió repetidamente, provocando gigantescas transgresiones y regresiones marinas durante toda esa época final del Paleozoico.

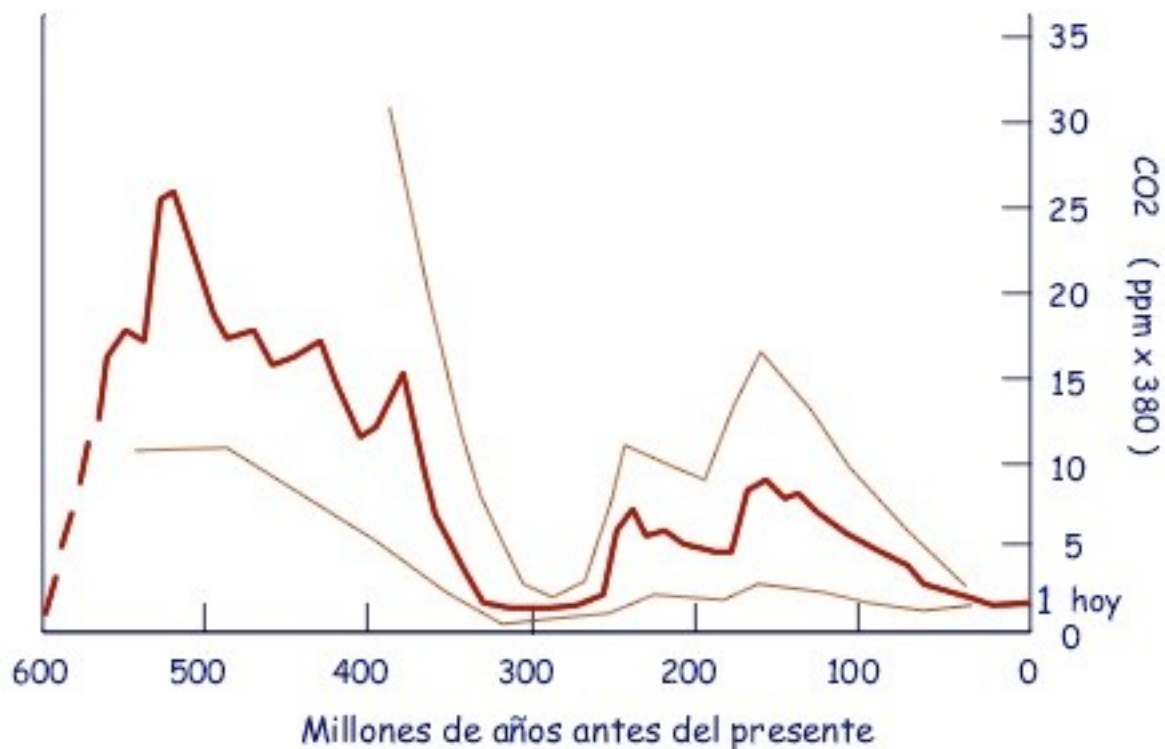


Fig. Evolución (muy aproximada) del CO₂ durante el Fanerozoico, en la que se da el valor 1 a la concentración actual (unas 380 partes por millón) (fuente: Berner, 2001)

6. La catástrofe del Permo-Trías (P/T)

Hace unos 250 millones de años, en la transición del Paleozoico al Mesozoico, tuvo lugar uno de los desastres ecológicos más duros que ha sufrido el planeta, la catástrofe P/T (así llamada por haber tenido lugar entre el Pérmico, último período del Paleozoico, y el Triásico, primer período del Mesozoico). Desaparecieron en unos pocos miles de años el 85 % de las especies marinas, entre ellas los trilobites, y el 70 % de los vertebrados terrestres. Hasta los insectos se extinguieron casi por completo.

El colapso de la productividad biológica en los mares ocurrió en paralelo con el desastre ecológico en los continentes (Ward, 2000).

Las teorías sobre las causas de la catástrofe son variadas, pero las más tenidas en cuenta son dos: el choque de un asteroide y las erupciones volcánicas masivas. A ellas se añade la de la posible disminución de oxígeno.

Un asteroide

La hipótesis de la caída de un bólido extraterrestre es avalada por los que creen que el acontecimiento fue rápido. Algunos especialistas del período, tras un estudio detallado del límite estratigráfico al que llegan cientos de especies marinas que comprenden peces y foraminíferos, reducen el tiempo del desastre incluso a un único y fatal día. Trazas de helio, neon y argon, enjauladas dentro de moléculas de fullerenos (moléculas esféricas de origen extraterrestre compuestas por decenas o centenas de átomos de carbono), tienen además una composición isotópica semejante a la encontrada en las muestras de esos gases contenidos en meteoritos (Becker, 2001). Se ha encontrado en la plataforma costera de Australia, en Bedout High, una estructura geológica de aquella época que puede corresponder al cráter abierto por la caída de un gran asteroide (Becker, 2004).

Otros hallazgos de ciertos fragmentos meteoríticos en la Antártida se relacionan también con este impacto (Basu, 2003). Estudios satelitarios de gravimetría indican que un gran meteorito de varios kilómetros de diámetro pudo caer en la región de Wilkes Land, en la Antártida Oriental (von Frese, 2009).

Volcanes en Siberia

Otra teoría es que la extinción biológica la produjese un brusco cambio climático motivado por las masivas erupciones volcánicas que acontecieron en Siberia. Enormes extensiones de plataformas basálticas (Siberian Traps) datan de esta época (Reichow, 2002). Por las grietas de la corteza terrestre, junto a las gigantescas coladas de lava, se habrían escapado gases magmáticos que habrían afectado a la composición química de la atmósfera.

Los efectos desastrosos pudieron ser de diferentes tipos. Los compuestos de azufre y de carbono, combinados con el vapor de agua atmosférico, pudieron provocar lluvias de ácido sulfúrico y carbónico que envenenasen la vegetación marina y continental. Además, las erupciones volcánicas pudieron provocar cambios térmicos violentos difíciles de soportar. Una secuencia posible, sería la siguiente. Al principio el clima se enfriaría bruscamente debido a la oscuridad provocada por el polvo y por las nubes sulfatadas, producto del SO_2 volcánico. Seguidamente, tras la sedimentación de estas partículas de polvo, de los sulfatos y demás aerosoles, la atmósfera se aclararía y se registraría un calentamiento brusco, debido al efecto invernadero causado por la alta cantidad de CO_2 , también arrojado por los volcanes, el cual permanecería en el aire durante mucho más tiempo todavía. La descongelación de vastas extensiones de permafrost en Siberia pudo además añadir metano a la atmósfera, reforzando el efecto invernadero (Dorritie, 2002).

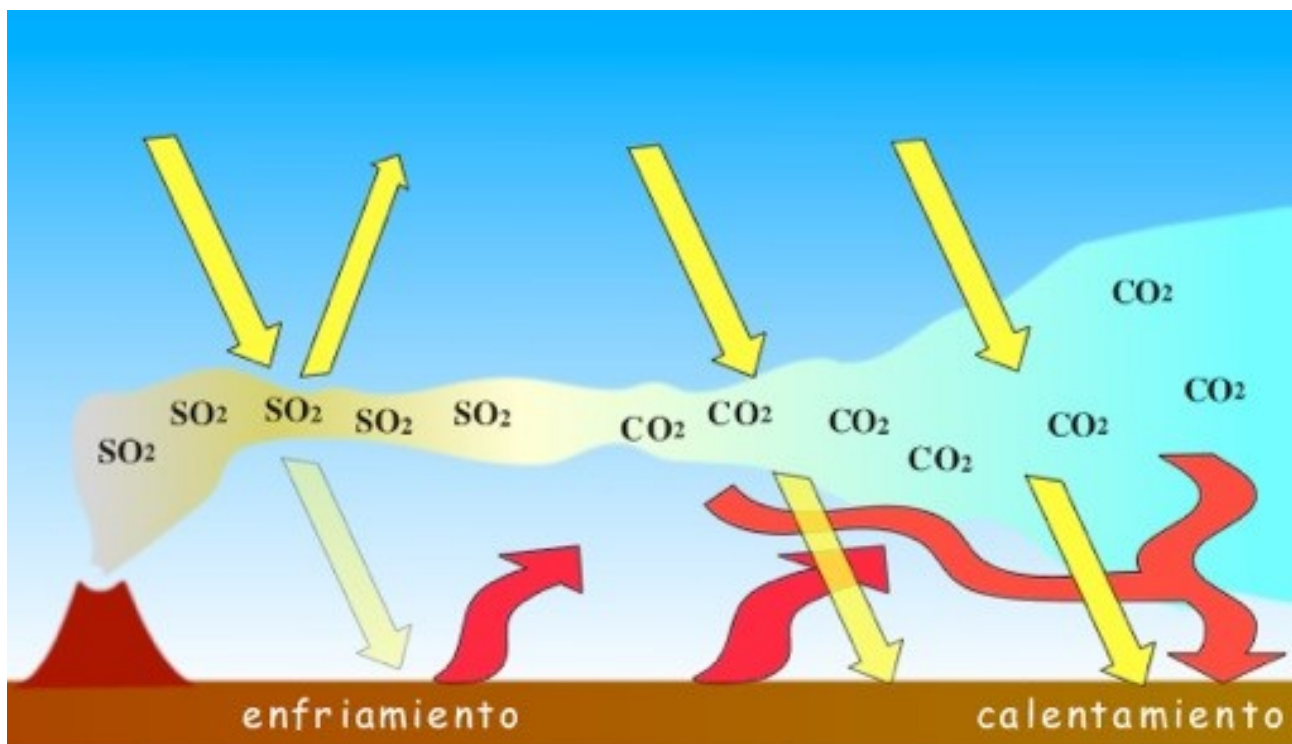


Fig. El efecto climático de las erupciones volcánicas que arrojan SO_2 y CO_2 a la atmósfera es complejo. El dióxido de azufre (SO_2) se oxida a SO_3 y acaba formando gotitas de ácido sulfúrico (H_2SO_4) que amarillean y oscurecen el cielo, haciendo sombra y enfriando la superficie. Por el contrario, el dióxido de carbono (CO_2) es transparente a la luz solar (flechas amarillas) pero opaco a la radiación infrarroja terrestre (flechas rojas), por lo que calienta el aire y la superficie.

Disminución del oxígeno

Finalmente hay quien cree que la extinción no fue tan rápida y se debió a una caída muy importante de la concentración de oxígeno en la atmósfera. Según Berner bajó del 35 % de comienzos del Pérmico al 15% al final del período (Berner, 1999). Esto restringió mucho la extensión de las zonas habitables ya que la reducida presión parcial de oxígeno por encima de unos pocos centenares de metros de altitud hacía la vida inviable para numerosas especies (Huey, 2005).

Después de esta extinción masiva transcurrieron unos 3 o 4 millones de años de gran inestabilidad biológica. Así lo atestiguan las importantes anomalías, positivas y negativas, que afectaron al

isótopo pesado del carbono, el carbono-13. Quizás las anomalías positivas se debían a períodos con fuerte enterramiento de carbono orgánico (pobre en carbono-13) en algunas zonas tropicales, lo cual hacía aumentar la proporción de carbono-13 en los océanos y, de paso, la proporción de carbono-13 en los sedimentos de carbonatos marinos inorgánicos. Por el contrario, las anomalías negativas podían ser debidas a extrusiones de gas metano, cuyo carbono es pobre en carbono-13, o bien a épocas de muy bajo ritmo de enterramiento orgánico (Payne, 2004).

Capítulo 3. Era Secundaria (Mesozoico)

- 1. Triásico: aridez y calor en Pangea**
- 2. Jurásico y Cretácico: el clima de los dinosaurios**
- 3. Abundante CO₂ y vapor de agua**
- 4. Un clima más oceánico**
- 5. Intensa sedimentación de carbono**
- 6. La catástrofe K/T**

1. Aridez y calor en Pangea

El Mesozoico comienza hace 245 millones de años y finaliza hace 65 millones. A diferencia del Paleozoico, no se conoce en su transcurso restos de ninguna glaciación de importancia. Se ha solido creer, exageradamente, en una cierta uniformidad del clima a escala global, lo que habría provocado que existiese una vegetación y una fauna más homogénea por todas las latitudes de la Tierra. Hoy se piensa que, aunque no hubiese glaciaciones, no por eso las latitudes polares dejaron de tener inviernos muy fríos.

Durante el Triásico, desde hace 245 millones hasta hace 208 millones de años, primer período del Mesozoico, la existencia de un continente único y compacto, Pangea, rodeado de un único océano, Panthalasa, produjo un clima árido en vastas extensiones del interior de los continentes. Allí la lejanía del mar creaba condiciones de extrema aridez y las oscilaciones térmicas estacionales eran muy fuertes. La probable ausencia de grandes cordilleras y un relieve erosionado y plano no favorecía tampoco la lluvia. Quizás, algunas cuencas endorreicas que almacenaban agua en lagos aislados amortiguaran la sequía y dulcificaran algo las temperaturas extremas, propias de los climas continentales. Aún así, los modelos que simulan el clima de Pangea indican una oscilación térmica extrema en el sur y en el interior del continente, con veranos muy cálidos e inviernos muy rigurosos.

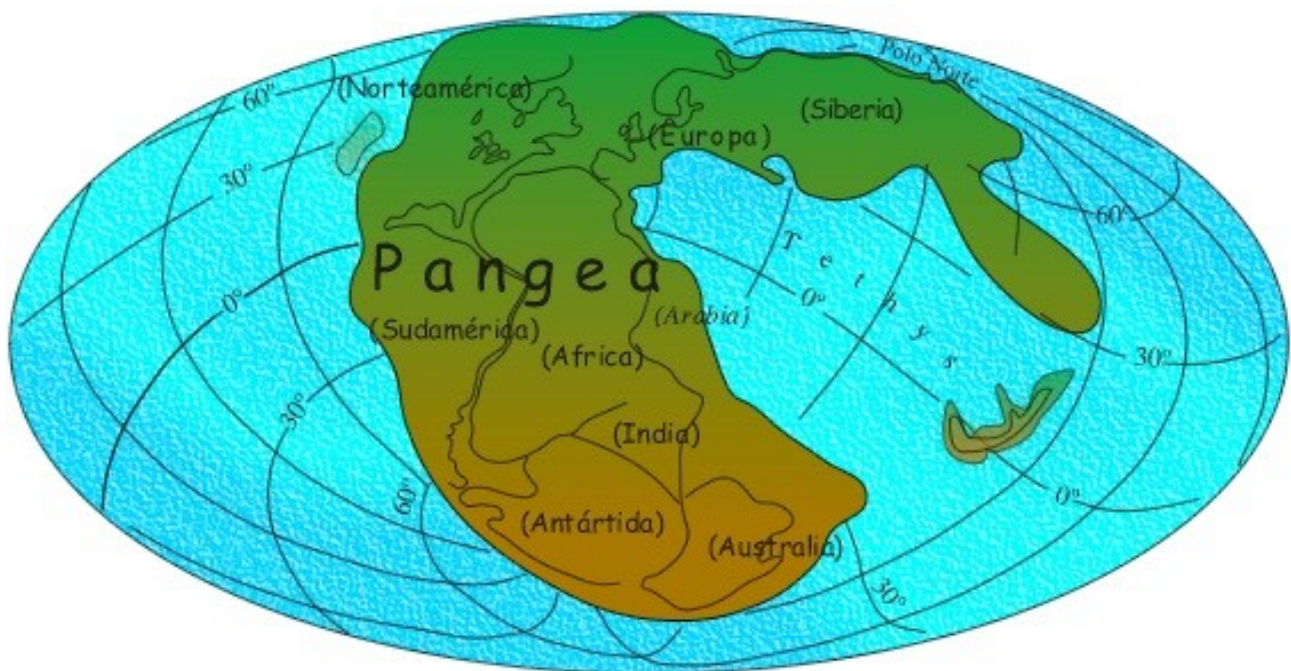


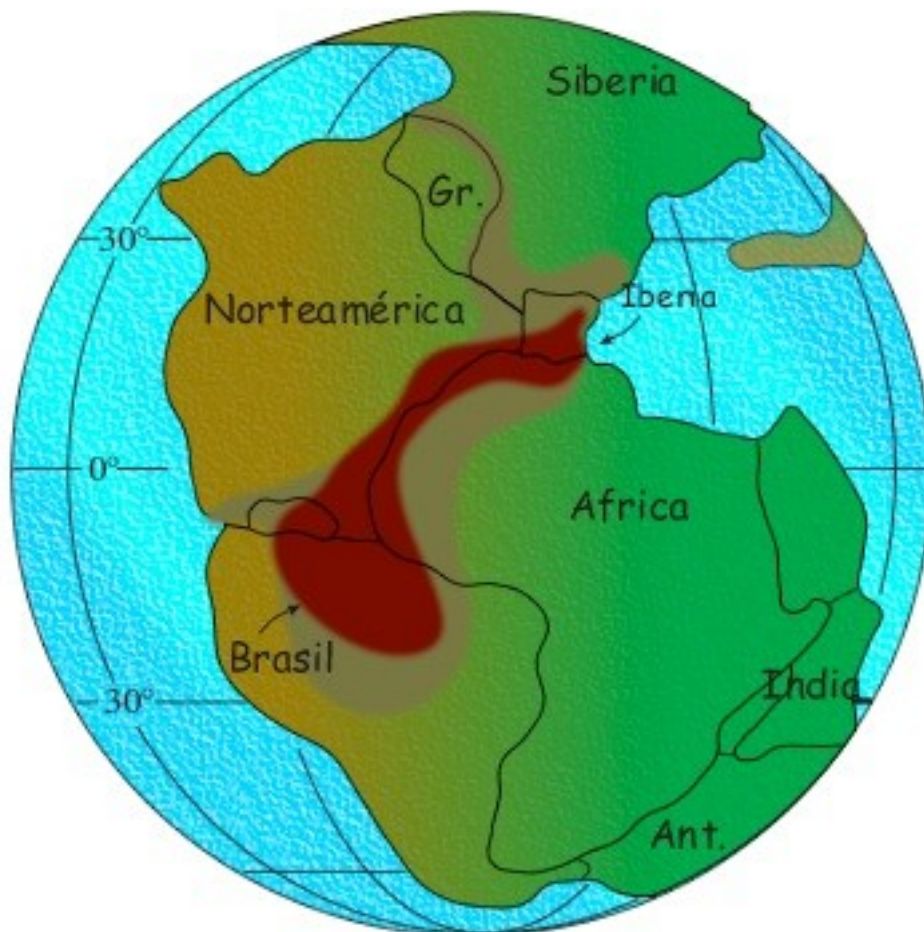
Fig. Mapa de Pangea. Triásico, principios de la Era Secundaria, hace 250 millones de años. Casi todas las tierras emergidas se reúnen en un sólo continente, Pangea, que al poco tiempo comenzará de nuevo a partirse hasta formar los continentes actuales. El estrechamiento y cierre del gran mar tropical de Tethys dará lugar al Mediterráneo.

Por el contrario, algunas zonas tropicales y medias de Pangea más próximas al mar debieron estar sometidas a un clima de tipo monzónico, con lluvias estivales (Loope, 2001). En verano, el contraste térmico que se originaba entre el océano y el extenso continente de Pangea favorecía un gradiente de presión que atraía vientos húmedos del mar al interior. Pero la ausencia de relieves importantes restaba fuerza al monzón y no facilitaba la formación de nubes. Por eso, en Pangea, fueron más extensas las regiones ocupadas por desiertos tropicales que por vegetación monzónica.

Son muy abundantes durante el Triásico las rocas evaporíticas, típicas de climas cálidos, que se depositaban en regiones recubiertas periódicamente, durante las transgresiones marinas, por agua salada. Los procesos sucesivos de desecación, que ocurrían cuando estas cuencas quedaban incomunicadas con el océano por la formación de barras de arena, fueron acumulando cíclicamente en los lechos de las albuferas gruesos sedimentos de sales.

El clima cálido y árido también propició la formación de series sedimentarias de areniscas eólicas y de arcillas rojas, que a veces aparecen en alternancia con horizontes yesosos y salinos tanto en Europa como en Norteamérica. Su intenso color escarlata es debido a la alta concentración superficial de hematites (Fe_2O_3) que las rocas sedimentarias fueron adquiriendo, en ausencia de vegetación, bajo aquel clima.

A finales del Triásico, hace 208 millones de años, Pangea comenzó a fracturarse a lo largo de una línea de ruptura que comenzaba a separar América del Sur y África (Central Atlantic Magmatic Province). Por allí salieron gigantescas coladas de basaltos. Se cree que los gases expulsados provocaron de nuevo intensos cambios químicos en la composición atmosférica —lluvias ácidas provocadas por el SO_2 — y en el clima, que repercutieron enormemente en la biología planetaria (Marzoli, 1999; Ward, 2001). Se ha pensado también como causa de esa hecatombe en la posibilidad de una brusca fase muy cálida provocada por el aumento del CO_2 arrojado por los volcanes. Los episodios de fuerte vulcanismo afectaron al 80 % de las especies planetarias y probablemente facilitaron el advenimiento de los dinosaurios, que iban a dominar la Tierra durante los siguientes cien millones de años.



Final del Triásico y comienzo del Jurásico, hace 200 millones de años. Pangea comienza a dividirse entre África y América. Se denomina CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*) a la región de volcanes y de extrusión de coladas basálticas que llegaba desde Brasil hasta España.

Otros investigadores se decantan más bien por creer que fueron variaciones rápidas en el nivel de los mares los que están en el origen de aquella catástrofe biológica (Tanner, 2001) y se especula también con la posibilidad del choque de algún asteroide, ya que se han encontrado en rocas sedimentarias de aquella época concentraciones altas de iridio, de probable procedencia extraterrestre (Olsen, 2002).

2. Jurásico y Cretácico: el clima de los dinosaurios

La progresiva ruptura de Pangea, que comenzó a final del Triásico, provocó un clima global más húmedo durante todo el Jurásico (desde hace 208 millones de años hasta hace 146 millones de años).

El nivel del mar comenzó a ascender y el agua oceánica, al adentrarse en tierra, inundaba grandes regiones continentales, creando nuevos mares. La mayor extensión de las tierras inundadas hizo disminuir el albedo planetario, aumentando la absorción de la energía solar. La mayor humedad del aire, por su efecto invernadero, hizo que el clima global fuese también más cálido.

La causa de la elevación de los mares pudo ser un cambio en la topografía de las cubetas oceánicas, ligado a un mayor ritmo de separación de las placas tectónicas y a la extrusión intensa de lavas por las fracturas del suelo oceánico. El resultado fue que, en su conjunto, los mares y los océanos perdieron en profundidad y ganaron en extensión. Durante las transgresiones el agua marina desbordaba las cubetas oceánicas e inundaba muchas regiones costeras, anteriormente secas. Otra teoría más especulativa es la de que las variaciones en el nivel de los mares estaban motivadas por cambios rápidos en la inclinación del eje terrestre, que repercutían en el apilamiento de las aguas en unas regiones u otras (Mound, 1998).

También hay datos de episodios climáticos de fuerte calentamiento que pudieron resultar de la suelta masiva hacia la atmósfera de metano procedente del subsuelo marino. Uno de estos eventos tuvo lugar probablemente en el estadio Toarciense, hace unos 183 millones de años. Quizás la subida del nivel del mar y los cambios de presión hidrostática, desestabilizaron las capas costeras del subsuelo y provocaron derrumbamientos submarinos en cadena, que facilitaron la expulsión de grandes cantidades de gas metano. La extrusión del metano reforzaría el calentamiento inicial y probablemente provocó en el mar una extinción masiva, debido a las condiciones de anoxia que produjo en el agua profunda al oxidarse y consumir todo el oxígeno disuelto en ella. El resultado fue la sedimentación en algunas regiones marinas de una capa de más de dos metros de barros orgánicos, con un carbono muy pobre en el isótopo carbono-13, característica típica del metano (Hesselbo, 2000).

El Cretácico, que comenzó hace 145 millones de años y duró hasta la extinción de los dinosaurios, hace 65 millones de años, tuvo también en su mayor parte un clima húmedo y cálido. Los espesos estratos de creta, roca caliza porosa formada por conchas calcáreas de cocolitos y foraminíferos, que proliferaron por todos los mares, han dado el nombre al período. Hasta entonces la sedimentación calcárea había solido quedar restringida a las aguas poco profundas de las plataformas continentales.

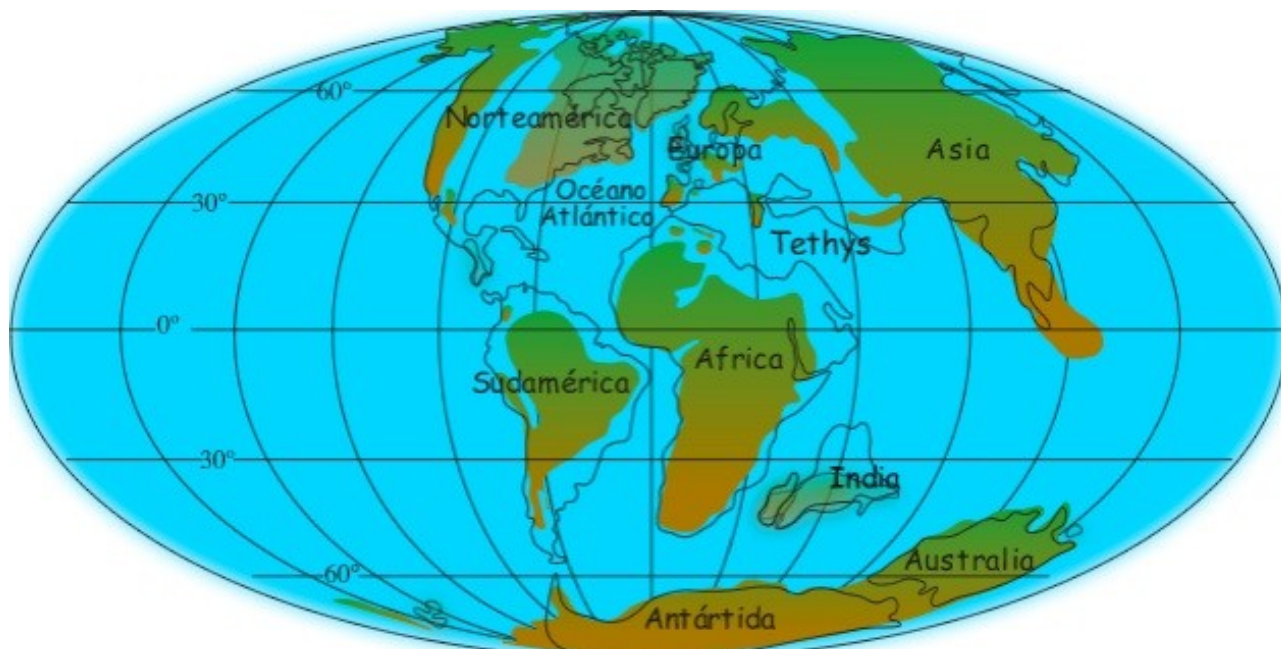


Fig. El Cretácico Medio, hace unos 100 millones de años. El área cubierta por las aguas era muy extensa. Norteamérica quedaba cortada en dos por un mar de aguas someras que unía el Ártico con el Atlántico, y Europa era un archipiélago más que un continente. El clima en las latitudes altas era mucho más templado que el actual. La circulación oceánica era también muy diferente. (fuente: Scotese, C.R., 2002, <http://www.scotese.com>, PALEOMAP website).

A mediados del período, hace unos 100 millones de años, la temperatura media de la superficie del planeta era entre 6°C y 12°C mayor que la de hoy. La franja tropical de arrecifes de coral era latitudinalmente bastante más ancha que en el presente. Los dinosaurios, animales probablemente de sangre fría, más afines a climas cálidos que fríos, poblaban casi todas las regiones emergidas de la Tierra y se acercaban hasta los círculos polares. Se sugiere que el enorme tamaño de muchos de ellos era sólo posible gracias a la existencia de una mayor abundancia de biomasa vegetal, favorecida por el calor, la humedad y la alta concentración de CO₂.

Por estudios de fósiles hallados en las profundidades del Ártico, se calcula que las aguas tenían una temperatura media de entre 15°C y 20°C (Jenkyne, 2004). Plantas y animales, que hoy son típicos de climas cálidos, como ciertos reptiles acuáticos semejantes a los cocodrilos (Champsosaurus), llegaron también a vivir en latitudes muy altas, casi polares (Tarduno, 1998; Maurer, 2002). En

sedimentos de Groenlandia se han encontrado hojas del Arbol del Pan (*Artocarpus dicksoni*), especie que hoy sólo se encuentra en las regiones de clima húmedo tropical.

No por esto hay que exagerar y concluir que en las latitudes polares no hacía frío ni siquiera en invierno. En el sudeste de Australia, situado entonces a 60°S, hay constancia de la existencia de suelos congelados junto a depósitos de esqueletos de dinosaurios que habitaban aquella región (Rich, 2002). Es posible que algunos de ellos fueran de sangre caliente y resistentes al frío; también es posible que migrasen a aquellas regiones tan sólo en verano. Además, aunque no se han encontrado tillitas, sí han aparecido sedimentos oceánicos del Cretácico que contienen derrubios de rocas transportados por icebergs, lo que indica que podían existir pequeños casquetes glaciales en latitudes altas.

Sea como sea, los depósitos de carbón, que preferentemente se forman bajo un clima cálido y húmedo, son también abundantes durante el Cretácico y están extensamente repartidos por todas las latitudes. Los grandes yacimientos explotados hoy a cielo abierto en el oeste de Estados Unidos se formaron entonces. También existen en latitudes bastante altas depósitos de bauxita, un mineral que, para su formación, suele requerir un clima tropical, con un contrastado régimen estacional de lluvias, lo que sugiere también que el clima de aquella época era a nivel global más cálido y uniforme.

¿Y cuáles fueron las causas de este clima cálido y húmedo, que se manifestó especialmente entre hace 120 millones y 90 millones de años?. Las que se aducen con más frecuencia son: 1) una alta concentración de CO₂ y vapor de agua; 2) un clima más oceánico, con una distribución de mares y continentes que favorecería la exportación marina de calor de los Trópicos hacia los Polos y, por lo tanto unas temperaturas más uniformes; y 3) un mayor transporte meridiano de humedad desde las zonas tropicales a las latitudes altas, lo que provocaría en éstas más calor y unas precipitaciones más intensas.

3. Abundante CO₂ y vapor de agua

La concentración de CO₂ en la atmósfera era probablemente varias veces superior a la actual, entre 900 ppm y 3.300 ppm (hoy es de unas 390 ppm), según cálculos que todavía son muy laxos y bastante inciertos. El desarrollo y auge de las angiospermas, plantas con flores que alcanzan su máxima eficiencia fotosintética cuando la concentración atmosférica de CO₂ está entre 1.000 y 1.500 ppm, se produjo precisamente entonces.

Los cálculos de los niveles de CO₂ se basan en datos diversos. Uno de estos es el estudio isotópico del carbono orgánico de los paleosuelos, cuya mayor o menor riqueza en carbono-13 está en parte ligada a la concentración de CO₂ en la atmósfera (ver apéndice).

Otro es el análisis de las variaciones de la densidad de estomas en la superficie de las hojas de árboles fósiles como el ginkgo (Retallack, 2001). Los estomas son las pequeñas aberturas a través de los cuales las hojas absorben dióxido de carbono del aire en el proceso fotosintético. El material recogido en herbolarios a lo largo de los últimos dos siglos parece mostrar una disminución de la densidad espacial de los estomas a medida que la concentración de dióxido de carbono ha ido aumentando. De aquí se ha deducido que cuando existe una mayor concentración de dióxido de carbono en el aire, las hojas tienden a tener menos estomas (Van der Burgh, 1993; Kerp, 2002; Hetherington, 2003).

Esta alta concentración de CO₂ se produciría por la intensa desgasificación volcánica, que ocurría en las fracturas tectónicas de la corteza oceánica (ridges), en donde se separaban a buen ritmo los trozos continentales en los que había comenzado a escindirse Pangea desde comienzos del Jurásico. Extensas plataformas basálticas oceánicas en el Atlántico (Caribe), Indico (Kerguelen) y Pacífico (Ontong Java) datan precisamente de mediados del Cretácico.

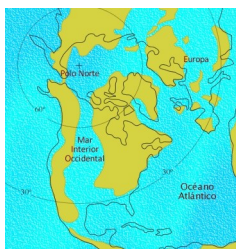
Pero la razón del aumento del efecto invernadero no residiría sólo en el CO₂, sino sobre todo en el incremento del contenido de vapor de agua en la atmósfera. Hoy, el efecto invernadero del vapor de

agua está casi confinado a las latitudes tropicales y medias, y apenas tiene incidencia en las latitudes altas, ya que allí la humedad absoluta del aire, debido al frío, es muy baja. Así, el vapor de agua alcanza una concentración de hasta el 4% del aire en algunas regiones húmedas ecuatoriales, pero tan sólo del 0,00001% en el Polo Sur en invierno. Sin embargo, durante el Cretácico, al tener las masas de aire de latitudes polares temperaturas muy superiores, su capacidad higrométrica sería también mayor y su efecto invernadero considerable.

4. Un clima más oceánico

Además de la mayor concentración de gases invernadero, otro factor climático importante pudo ser la configuración de los mares y continentes, permitiendo un favorable sistema de corrientes oceánicas, que hacía llegar más calor tropical a los Polos. Por otra parte, la desmembración de los continentes, como Europa, divididos en grandes y pequeñas islas, moderaba las oscilaciones estacionales, evitando los rigores climáticos invernales.

El nivel del mar, que ya había ascendido anteriormente en el Jurásico, inundaba con aguas someras el 20 % de los continentes actuales. Llegó a su cota máxima poco después de mediado el período, en la transgresión del piso Cenomaniense, hace algo menos de 100 millones de años. El amplio y abierto Mar de Tethys —precursor del Mediterráneo— anegaba vastas extensiones de Europa y del norte de África y por su lado oriental llegaba a conectarse con el Ártico a través de un mar de aguas someras. Europa era un archipiélago de islas, en cuyos mares poco profundos se formaron típicos depósitos de rocas calizas y coralinas. También Norteamérica quedaba partida en dos mitades, occidental y oriental, por un mar interior (Western Interior Seaway) que penetraba desde el Golfo de México hacia el norte y llegaba a veces hasta el Ártico.



La diversa configuración de mares y continentes repercutía no sólo en el sistema de corrientes marinas superficiales, sino también en las corrientes profundas termohalinas. Se cree que a mediados del Cretácico las aguas profundas de los océanos tenían una temperatura media de 15°C, mucho más alta que los fríos 2°C de la actualidad.

La razón es que probablemente el agua que ocupaba el fondo procedía de latitudes diferentes a las del presente (elipses rojas en el mapa). Hoy el agua profunda de los océanos proviene del hundimiento de aguas superficiales en latitudes polares pero, entonces, el grueso de la formación de agua profunda se produciría en latitudes tropicales, ya que allí, en los mares someros del sur de Europa y del incipiente Atlántico, se producía una intensa evaporación que salinizaba mucho las aguas superficiales, las densificaba y las hacía hundirse aún calientes. Se formaba así una masa de agua profunda, pero relativamente cálida, que posteriormente se esparcía por el fondo de todos los mares hacia el norte y hacia el sur, en parte semejante a lo que ocurre hoy con el agua profunda mediterránea que sale al Atlántico por el estrecho de Gibraltar.



Fig. En el Cretácico es probable que el agua profunda de los océanos se formase en áreas tropicales. Allí el agua se hundía por la fuerte salinidad que adquiría debido a la evaporación (algo semejante a lo que ocurre hoy, a pequeña escala, en el Mediterráneo).

Las aguas superficiales estaban también mucho más calientes en los mares de las latitudes templadas y altas. Pero más dudas existen en cuanto a las temperaturas de las aguas superficiales de las latitudes tropicales, pues aunque se ha solido creer que eran allí semejantes a las actuales, una nueva reconsideración del análisis isotópico de los foraminíferos parece indicar que eran también más altas (Pearson, 2001).

5. Intensa sedimentación de carbono

El Cretácico Medio está también ligado a eventos oceánicos anóxicos, es decir, a períodos en los que el fondo del océano, especialmente de la cuenca occidental del Mar de Tethys y del Atlántico Norte tropical, se quedaba sin oxígeno y se producía una intensa deposición y enterramiento de materia orgánica sin descomponer, que en muchas regiones formó grandes depósitos de calizas negras. En estos episodios habría una gran mortandad de bacterias aeróbicas y se desarrollarían con fuerza las arqueas, un tipo de picoplancton marino que no necesita oxígeno molecular ni luz para obtener su energía, y que constituye el 80 % de la masa orgánica de algunos sedimentos depositados en eventos anóxicos del Albiense, hace unos 112 millones de años.

Aparte de las típicas calizas negras, también el 60 % de las reservas conocidas de petróleo se formaron en el Cretácico, así como grandes cantidades de areniscas bituminosas, cuyo contenido en carbono orgánico puede superar en valores absolutos a todos los reservorios de carbón y petróleo conocidos.

El evento anóxico más intenso ocurrió en la transición Cenomaniense/Turonense, hace 94 millones de años. Ha podido ser estudiado con detalle en la costa de Tarfaya, al sur de Marruecos, en donde aparecen sedimentos biogénicos laminados en estratos de más de 500 metros de espesor (Kuhnt, 2001).

Estos eventos anóxicos podrían deberse alternativamente:

1) a un crecimiento excesivo de la productividad biológica en superficie, que agotaría el oxígeno, y que sería debida tanto a la gran abundancia de nutrientes provenientes de las zonas costeras que se inundaban en las transgresiones, como al afloramiento (upwelling) de aguas frías y fértiles de los fondos costeros, tal y como ahora ocurre en el propio Marruecos, y en otras costas del mundo (Wilson, 2001).

2) a una estratificación de las aguas debido al recalentamiento del nivel superficial, lo que impediría la ventilación física de las aguas profundas y la descomposición orgánica. Las fuertes lluvias

ayudarían a disminuir la salinidad de la capa superficial y a aumentar la estratificación. Además, la circulación termohalina debía ser mucho más débil y al situarse los lugares de hundimiento en zonas tropicales debían producir unas masas de agua profunda, a la vez que menos frías que las actuales, menos oxigenadas.

6. La catástrofe K/T (o K/Pg)

Durante el transcurso de la última parte del Cretácico, desde hace unos 80 millones de años hasta hace unos 65 millones de años, la concentración de CO₂ atmosférico disminuyó de nuevo considerablemente, un proceso que transcurrió a la vez que el mar se retiraba de los continentes.

Las regresiones marinas dejaban tras de sí vastas extensiones lacustres. En este paisaje de lagos y marismas de aguas someras fueron ingentes los enterramientos de materia orgánica.

Consecuentemente, la atmósfera perdió una gran cantidad de CO₂ y la concentración bajó hasta un nivel de unas 600 ppm al final del Cretácico. El clima se enfrió bastante con respecto al óptimo térmico del Cretácico Medio, pero siguió siendo relativamente cálido y no llegó a haber una glaciación. Por ejemplo, el Océano Ártico siguió estando, al menos en verano, libre de hielos —la abundancia de diatomeas silíceas parecen indicarlo— y tanto la flora de Alaska como la de la península de la Antártida indican unas temperaturas bastante superiores a las actuales. Lo peor estaba por llegar.

En efecto, al final del Cretácico, en el episodio K/T (nombre derivado del alemán Kreide/Tertiär), —que ahora también se denomina K/Pg— durante la transición del Cretácico al Terciario y al Paleógeno, hace 65,5 millones de años, se produjo la extinción de diferentes especies que habían dominado la vida de mares y continentes. En el mar desaparecieron los ammonites y una gran cantidad de plancton, y en los continentes se extinguieron los dinosaurios más o menos súbitamente, según diferentes y controvertidas teorías. La vegetación, especialmente en Norteamérica, sufrió un drástico cambio. Allí desaparecieron los bosques que existían antes del evento y tras la catástrofe las tierras fueron colonizadas por una espesa cobertura de helechos.

Para algunos el desastre ocurrió rápidamente —como máximo unos pocos miles de años— pero para otros la desaparición de las especies fue progresiva e incluso comenzó a fraguarse varios millones de años antes del final del Cretácico (Smith, 1998).

La relación de la extinción de los dinosaurios con un brusco cambio climático es la hipótesis más probable. Sin embargo, las causas que originaron este cambio climático no están nada claras: el choque de un gran meteorito o la actividad volcánica.

El meteorito de Chicxulub

Los que creen en una extinción rápida se decantan por la caída de un bólido extraterrestre (Schulte, 2010). Frente a las costas de la península de Yucatán, en el sitio de Chicxulub, en lo que era entonces un tranquilo mar tropical de aguas someras, cayó un enorme asteroide, de unos 10 km de diámetro, que formó un cráter —hoy enterrado bajo dos kilómetros de sedimentos— de unos 180 kilómetros de diámetro. La trayectoria del bólido, que no cayó perpendicular sino oblicuamente —lo que causó mayores estragos— fue del sureste, y por eso los materiales eyectados arrasaron con particular fuerza la costa del sur de Estados Unidos, en donde existen señales de tsunamis gigantescos.



Fig. El impacto del asteroide. Mapa de la región

<http://www.museum.hu-berlin.de/min/forsch/csdp.html>

Tras el choque se depositó probablemente por toda la superficie de la Tierra una fina capa de iridio extraterrestre perteneciente al propio asteroide desintegrado. Otros subproductos del impacto, esparcidos por vastas regiones, fueron las microesférulas, microscópicas gotitas de vidrio, resultantes del rápido enfriamiento del material fundido en el choque que salpicó la atmósfera, y cristales minúsculos de cuarzo metamorfoseado (shocked quartz). El iridio aparece en concentraciones altas entre los estratos arcillosos del piso Maastrichtense, que señala el final del Cretácico. Para los Alvarez, padre e hijo, autores de la teoría, que por primera vez descubrieron el iridio en Gubbio (Italia), este acontecimiento estuvo directamente relacionado con la extinción de los dinosaurios (Alvarez, 1980).

Se ha especulado con la posibilidad de que el enorme impacto lanzara a la estratosfera gigantescas cantidades de polvo que causaron varios meses, incluso años, de oscuridad y frío, lo que afectó a la actividad fotosintética de mares y continentes y posteriormente a otros elementos de la cadena trófica, como los ammonites en el mar y los dinosaurios en los continentes.

También se ha pensado en la posibilidad de que la deposición del polvo se realizase esencialmente en forma de lluvias ácidas, que habrían afectado a vastas extensiones de las superficies marinas y continentales, contaminando la vida marina y una parte importante de la vegetación continental. En este sentido, en la península de Yucatán existen espesos niveles sedimentarios de evaporitas, rocas compuestas esencialmente por sulfato de calcio. El impacto del asteroide sobre el sulfato pudo haber producido dióxido de azufre que en cantidades masivas (de 100 a 500 gigatoneladas de azufre) se habría evaporado en el aire y convertido en ácido sulfúrico. De ahí las precipitaciones ácidas. Además, la capa estratosférica de sulfatos que durante mucho tiempo envolvería a la Tierra habría enfriado el clima intensamente.

Es posible también que los sulfatos, al hacer aumentar las nubes estratosféricas, hubiesen hecho disminuir catastróficamente la concentración de ozono. Esta presunción de lo que pudo ocurrir en aquel pasado remoto se basa en que la mayor disminución del ozono global registrado en las últimas décadas ocurrió precisamente tras la erupción del volcán Pinatubo, en Junio de 1991, cuando una gran cantidad de sulfatos fue inyectada en la estratosfera.

También pudo ocurrir que el impacto del bólido extraterrestre sobre una plataforma calcárea provocase una reacción de volatilización de la calcita (CaCO_3) y salpicase a la atmósfera con miles de gigatoneladas de CO_2 , provocando, tras la oscuridad y el frío inicial, un efecto de calentamiento

climático y una modificación muy sensible en los ecosistemas terrestres (Lomax, 2000).

Erupciones del Decán

La otra hipótesis es que fueron las erupciones volcánicas la causa principal de la catástrofe K/T. Las extensas plataformas basálticas del Decán (o Deccan), en la India, se formaron más o menos entonces, e indican que fue una época de fuerte actividad volcánica. ¿Pero qué efecto letal causaron los volcanes?

Según algunos los dinosaurios no aguantaron el enfriamiento de la superficie de la Tierra que produjo el velo formado en la atmósfera por el polvo y los aerosoles sulfurosos de los volcanes. El SO_2 se oxida lentamente a SO_3 , que al combinarse con el vapor de agua atmosférico tiende a formar ácido sulfúrico, H_2SO_4 , que da lugar a gotitas de nubes amarillentas, sulfatadas, que reflejan al espacio la luz solar, y enfrían las capas bajas. Si estas nubes se forman en la estratosfera —lo que ocurre cuando las erupciones son intensas y alcanzan gran altura— las gotitas y los cristallitos de hielo permanecen más tiempo en suspensión, pues no son lavadas por la lluvia, y su efecto de enfriamiento es mayor. Según esta teoría, pudo haber episodios con fuertes emisiones volcánicas de SO_2 que velasen el cielo, haciendo disminuir la insolación.

Sin embargo, dataciones modernas indican que el vulcanismo del Decán ocurrió unos cuantos cientos de miles de años antes de la gran extinción (Ravizza, 2003).



Fig. Mapa de la India y las coladas basálticas del Deccan

Es así que algunos combinan las dos teorías. Primero un cambio climático causado por los gases que emitieron aquellos volcanes debilitó la vida terrestre y posteriormente la decadencia se agudizó con la caída del asteroide.

Capítulo 4. Era Terciaria

1. El clima cálido del Paleoceno y Eoceno

2. Comienzo del enfriamiento

3. Oligoceno: el hielo recubre la Antártida

4. Mioceno, un clima cambiante

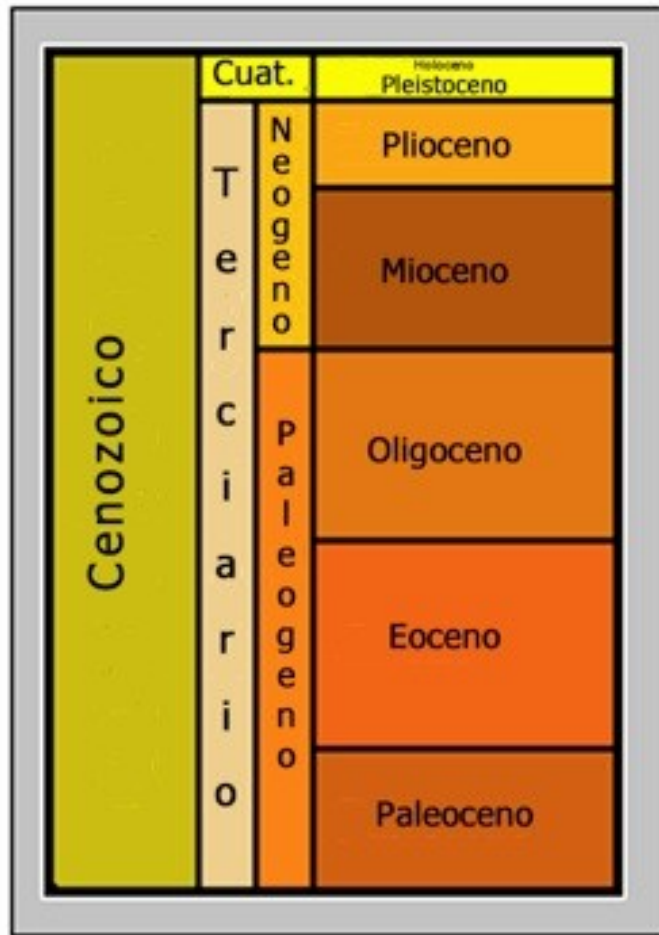
5. El clima cálido del Plioceno

6. La transición al Cuaternario

1. El clima cálido del Paleoceno y Eoceno

La evolución climática del Cenozoico, que comenzó hace 65 millones de años y que comprende las eras Terciaria y Cuaternaria, es compleja.

Se pasó de un clima cálido inicial, sin mantos de hielo ni en la Antártida ni en Groenlandia, a un clima frío final, con glaciaciones que han recubierto de hielo cíclicamente durante los 2 últimos millones de años extensas zonas continentales. El enfriamiento vino acompañado por una pérdida de CO_2 atmosférico, que pasó de una concentración de quizás 2.000 ppm al principio del Cenozoico, hace 65 millones de años, a una concentración por debajo de las 300 ppm durante el último millón de años (Pagani, 2005).



Este declive de la temperatura media no fue uniforme en el tiempo, pues hubo períodos en los que las temperaturas aumentaron y la extensión de los hielos disminuyó. Además, a modo de aberraciones climáticas temporales, existieron varios eventos de duración muy corta en los que las temperaturas se dispararon en pico hacia arriba o hacia abajo. Se distinguen tres: uno de calentamiento, hace 55 millones de años; otro de enfriamiento, hace 34 millones de años; y un tercero también de enfriamiento, hace 23 millones de años (Zachos, 2001).

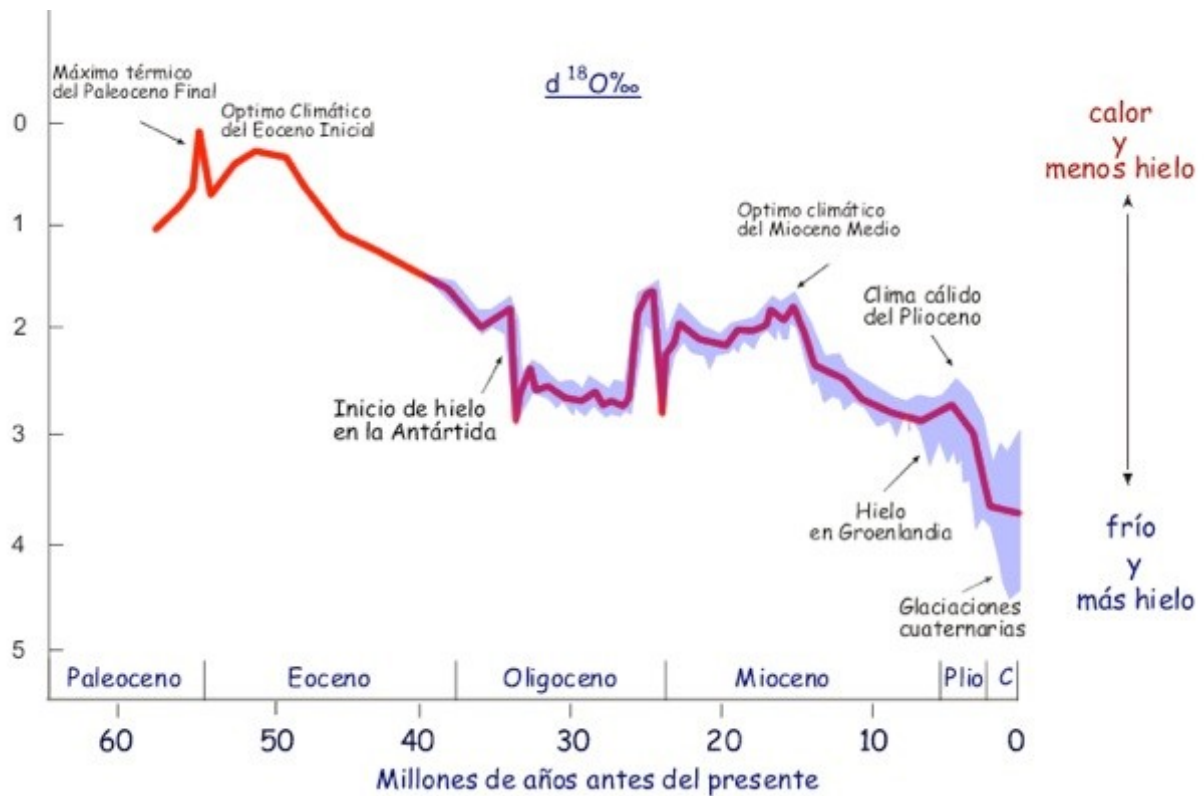


Fig. El enfriamiento general del Cenozoico (Terciario y Cuaternario).

El primer período del Terciario, el Paleoceno (65 Ma- 54 Ma), transcurrió en un clima semejante al de algunas épocas muy cálidas del Cretácico. Cocodrilos y tortugas habitaban latitudes árticas. Crecían palmeras en la península de Kamchatka. El Artico tenía una extensión menor que la actual y una comunicación más precaria con el Atlántico. Sus aguas eran mucho menos profundas, más dulces y mucho más cálidas. El agua del mar estaba varios grados más caliente que la actual, tanto en superficie como en profundidad. El plancton subtropical del Atlántico llegaba unos 15° de latitud más al norte que en la actualidad. Los corales ocupaban una banda tropical más ancha que la de hoy. Las corrientes oceánicas y la circulación termohalina eran también diferentes (Diekmann, 2004; Thomas, 2004).

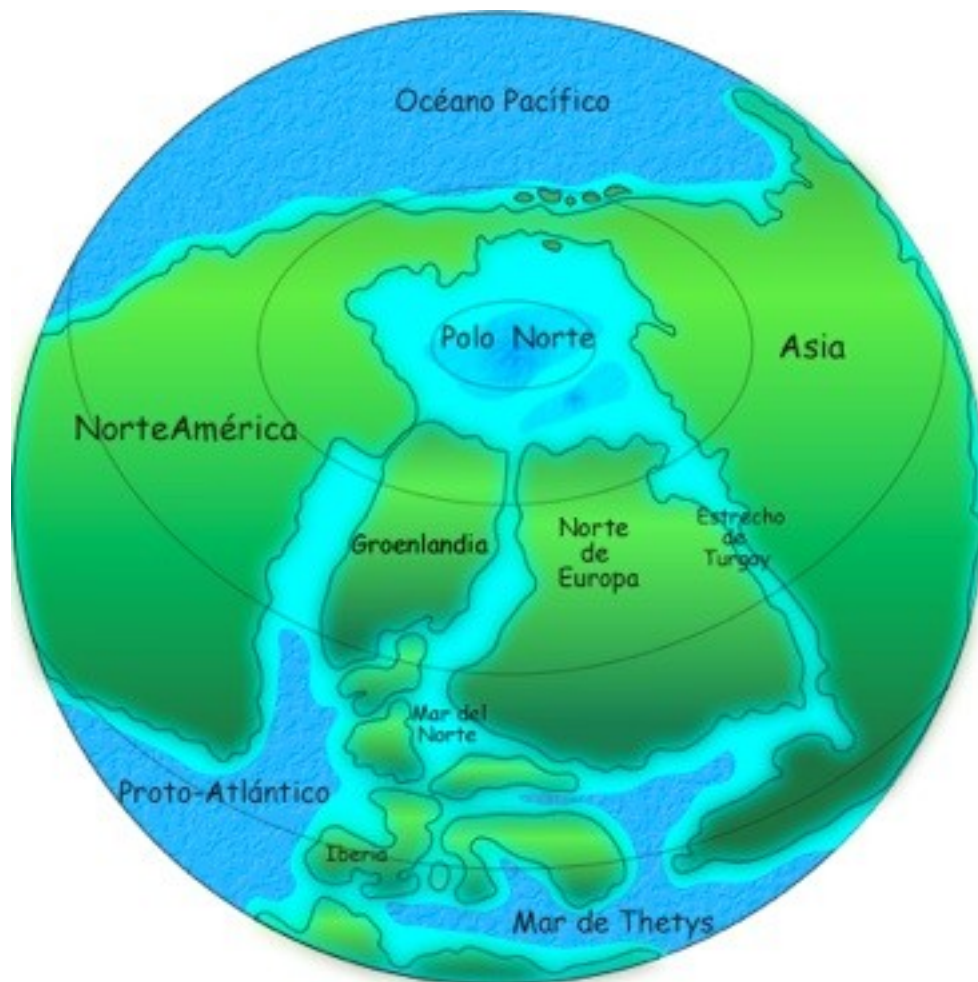


Fig. Mapa del Paleoceno y comienzos del Eoceno, hace unos 55 millones de años (Brinkhuis, 2006).

Se han barajado diversos factores en la explicación de este clima cálido de comienzos del Terciario:

a) una circulación atmosférica más zonal (vientos del oeste más intensos alrededor del Artico).

Los modelos atribuyen el calor de las latitudes altas a un reforzamiento de los vientos del oeste alrededor de un Océano Artico cerrado, en donde permanentemente, en contra de lo que ocurre actualmente, existiría una baja presión. Los fuertes vientos del oeste incrementarían la advención de masas de aire templadas y húmedas del Pacífico y del Atlántico sobre Norteamérica y Eurasia, respectivamente, y calentarían el interior del continente (Sewell, 2001).

Además, la baja presión del Artico impondría una circulación de corrientes superficiales en aquel océano que debilitaría el actual Giro de Beaufort y dificultaría la formación del hielo. Así, durante esta primera parte del Terciario, el índice AO (Arctic Oscillation) sería muy positivo (debido a la intensa baja del Artico), lo que favorecería fuertes vientos del oeste. El índice AO depende de las diferencias de presión entre las bajas del Artico y las altas subtropicales del hemisferio norte (el índice AO se denomina a veces NAM, Northern Hemisphere Annular Mode) (Wallace, 2002; Thompson, 2001).

El Océano Artico estaba demasiado cerrado para beneficiarse de un acarreo directo de calor oceánico desde el Trópico. Existía una comunicación exigua entre el amplio mar de Tethys y el Artico a través de un mar somero en Siberia Occidental y también a través del estrecho que se abría entre Groenlandia y Escandinavia. Eso hacía que la circulación oceánica transportase con mucha dificultad el calor tropical hacia las latitudes medias y altas.

b) una alta concentración de dióxido de carbono y de metano

También se ha barajado como causa del calor la alta concentración de CO₂. La existencia de una

elevada concentración de CO₂ atmosférico al principio del Eoceno, que según algunos autores era superior a las 2.000 ppm, pudo deberse a un período de intensa desgasificación magmática, que se debería, a su vez, a un fuerte ritmo de movimiento de las placas tectónicas durante aquella época, especialmente en la zona de apertura atlántica entre Groenlandia, Islandia y Noruega, y también en Alaska y en la zona asiática, en donde el borde norte de la placa de la India se hundía bajo la de Asia meridional (Pearson, 2000; Storey, 2007).

Una teoría más reciente sugiere que la alta concentración de CO₂ fuera el resultado de gigantescos incendios, que bajo un clima ya seco y cálido, pudieron afectar a las turberas muy extensas que existían entonces (Kurtz, 2003) (Sería algo semejante, pero en mucha mayor proporción, a lo que ocurrió recientemente, en 1997, en Indonesia y que motivó un aumento significativo del CO₂ durante aquel año).

El incremento del dióxido de carbono pudo deberse también a la oxidación de grandes cantidades de metano que escaparon del subsuelo marino, tras un primer proceso de calentamiento de las aguas del fondo. La pobreza en carbono-13 de los sedimentos parece probar este origen. En las costas de Noruega se han encontrado recientemente estructuras geológicas de aquella época que parecen corresponder a grietas submarinas por donde se escapó el metano, que permanecía atrapado en forma de hidratos congelados hasta que se descongelaron los clatratos y quedó libre (Svensen, 2004).

Una vez en la atmósfera, el metano liberado se oxidaría convirtiéndose en CO₂ y vapor de agua, incrementando en 2 o 3 veces la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera (Zachos, 2003). El dióxido de carbono, al disolverse en el agua, alteró la química oceánica del carbono. Esa disolución acidificó el agua marina y rebajó la concentración del ion carbonato. Para compensarlo la lisoclina ascendió y hubo una nueva disolución de la calcita marina, que se aprecia en los sedimentos oceánicos (Zachos, 2005).

Otra hipótesis concordante es que los movimientos de subducción tectónica en el Artico pudieron hundir en las profundidades sedimentos ricos en materia orgánica que crearían metano, el cual acabaría saliendo al aire por esas chimeneas abiertas en los estratos (Clift, 2002).

c) *más nubes estratosféricas*

Finalmente, se ha pensado también en la existencia de una densa y extensa cubierta de nubes estratosféricas que actuaría de tapadera del calor troposférico. Investigadores de la Universidad de Santa Cruz han añadido este factor como posible causante del clima caluroso de las latitudes altas en el Eoceno inicial. El efecto invernadero de las nubes provocaría un relativo calentamiento en las zonas polares, que frenaría la formación de hielo continental y marino, haría disminuir el albedo y, finalmente, contribuiría a que existiese un clima en todo el globo más cálido y más húmedo (Sloan 1998).

Estas nubes se forman en la estratosfera, en latitudes altas, a una altura de unos 15 kilómetros, en donde las temperaturas son muy frías. Producen un efecto invernadero ya que, a la vez que son translúcidas a la radiación solar, son, sin embargo, bastante opacas a las radiaciones infrarrojas terrestres, de tal forma que, tras absorberlas, reemiten su energía de vuelta hacia abajo. Las nubes estratosféricas polares se forman bajo dos condiciones: que la temperatura del aire sea muy fría (por debajo de los -75°C) y que la humedad sea suficiente. Esta última condición no es fácil de conseguir, ya que la estratosfera es muy seca. Es seca porque el vapor de agua troposférico apenas penetra en ella, ya que antes de llegar a la tropopausa (frontera entre la troposfera y la estratosfera) se condensa en gotas de agua, o en cristales de hielo, y precipita. Pero el metano troposférico sí que alcanza la estratosfera. Por eso la mayor parte del agua estratosférica proviene en realidad de la oxidación del metano. Por lo tanto, la alta producción de metano en aquella época del Eoceno — parte del cual ascendía a la estratosfera y aportaba humedad tras su oxidación—, explicaría la abundancia de nubes estratosféricas. Es posible también que cambios en la circulación general, iniciados por un aumento de CO₂, reforzasen la inyección de vapor de agua en la estratosfera (Kirk-

Davidoff, 2002).

Máximo Térmico del Paleoceno Final (PETM)

En la frontera con el Eoceno, hace unos 55 millones de años, la temperatura aún subió más y se produjo un corto pico de calor (Paleocene-Eocene Thermal Maximum).

Fue un abrupto evento de calentamiento, que apenas duró unos 80.000 años, pero que influyó enormemente en la evolución de la vida animal. El episodio coincidió con una importante extinción de fauna, tanto en los continentes como en los océanos, y con la aparición de numerosos órdenes de mamíferos nuevos, que dominan el reino animal desde entonces. La flora se adaptó respondiendo con cambios en la fisonomía de sus hojas y con migraciones hacia latitudes más altas (Wing, 2005).

Las temperaturas continentales subieron entre 5°C y 7°C sobre unos niveles térmicos anteriores que ya eran altos. En los mares las aguas superficiales costeras en la Antártida pasaron de tener una temperatura de 13°C a otra de 20°C, y en el Ártico se llegaron a alcanzar los 24°C. Aunque las aguas de las regiones subtropicales también se recalentaron, el efecto se notó más en las latitudes altas.

También las temperaturas del agua del fondo llegaron a ser entonces —como lo habían sido en la mitad calurosa del Cretácico— unos 12°C superiores a las actuales (Lear, 2000). Probablemente fue debido a un cambio del lugar principal de formación de las aguas profundas, que pasó de estar ubicado en mares fríos del hemisferio sur a estarlo en mares más cálidos del hemisferio norte. El análisis del carbono-13 de los sedimentos indica este abrupto cambio circulatorio (Nunes, 2006).

Se cree que el pico de calentamiento del PETM pudo deberse a un aumento brusco de metano o de dióxido de carbono. La mejor prueba del incremento brusco de metano parece residir en una oscilación brusca de bajada y subida del carbono-13 en los sedimentos. El metano, por su origen biológico, es muy pobre en ese isótopo.

La extrusión brusca de metano provendría del metano enclaustrado en los cristales de hielo de los sedimentos del fondo oceánico. La erupción del gas pudo ocurrir tras rebasar la temperatura de las aguas del fondo marino un cierto umbral de calor que descongeló los hidratos de metano. Es posible que un cambio en la circulación oceánica fuese el disparador de este proceso (Tripathi, 2005).

No se descarta que la abundancia del metano pudo también ser el resultado de una intensa producción bacteriana en los humedales que recubrían entonces vastas extensiones de las latitudes tropicales y medias. O en las turberas creadas en las latitudes altas. Pero lo abrupto del episodio parece avalar más la teoría de la fusión de hidratos congelados del subsuelo marino (Bains, 1999; Katz, 2000).

Óptimo Climático del Eoceno Inicial (IETM)

Tras el pico de calor del final del Paleoceno, la temperatura disminuye pero se mantiene alta durante toda la primera parte del Eoceno, hasta hace unos 50 millones de años. Especialmente notable es la situación del Ártico, libre de hielo, con inviernos mucho menos fríos que los actuales. Recientes estudios del proyecto ACEX (Arctic Coring Expedition) indican la existencia de microfósiles sedimentarios cerca del Polo Norte típicos de aguas con temperatura de 20°C (Moran, 2006).

2. Comienzo del enfriamiento

Hace 50 millones de años, después del Máximo Térmico del Eoceno Inicial (IETM), la tendencia térmica se invierte y las temperaturas comienzan a bajar. Durante todo lo que resta del Eoceno, en casi toda Europa y Asia, el clima pasa a ser más frío y seco. Empieza a fraguarse la que va a ser más tarde, a partir del Oligoceno, un clima “nevera” (ice-house period) en el que en cualquier estación del año hay mantos de hielo abundante recubriendo Groenlandia y la Antártida, como sucede ahora.

Uno de los datos más significativos de esta tendencia al frío es la evolución de la temperatura del fondo del mar, que de unos 12°C hace 50 millones de años baja a solamente 6°C al final del Eoceno, hace unos 35 millones de años. En la actualidad apenas supera los 2°C.

Algunos oceanógrafos creen que los cambios en la circulación oceánica ocasionados por movimientos geológicos de gran envergadura, provocaron a su vez cambios en la circulación atmosférica (Rind, 1992).

Aparte del movimiento de las placas y de los cambios en las corrientes marinas, otro factor que se ha barajado para explicar el enfriamiento es la disminución del CO₂ que fue ocurriendo a lo largo del Cenozoico por causas poco claras (DeConto & Pollard, 2003), quizás ligadas a la emersión de cadenas montañosas con el consiguiente incremento de la absorción de CO₂ por meteorización de los silicatos y enterramiento en los deltas de materia orgánica (ver apéndice). El clima cálido, que iría acompañado de más humedad, aceleraría la meteorización y la pérdida de CO₂ atmosférico. Además, al mismo tiempo, debido a una menor actividad volcánica, disminuyeron las emisiones de CO₂ a la atmósfera.

Un reciente estudio a partir de las alquenonas de los sedimentos marinos determina una bajada con altibajos en la concentración de CO₂ de unas 1.500 ppm al principio del Eoceno a unas 500 ppm a mediados del Oligoceno (Pagani, 2005). También del estudio de la cristalización de diversas variantes de carbonatos de sodio se deduce la disminución del CO₂. La precipitación de trona, en vez de nacolita, otra variante del carbonato, indica que hubo una disminución en la concentración de CO₂ atmosférico a medida que transcurría el Eoceno (Lowenstein, 2006)

La existencia en numerosos sedimentos marinos de una fuerte acumulación de barita (sulfato de bario), mineral de origen biológico, parece demostrar la gran productividad oceánica en los períodos iniciales del Cenozoico que harían disminuir el CO₂ del aire (Bains, 2000). Acompañando el descenso del nivel de CO₂, se producirían otros efectos de enfriamiento, como la disminución del vapor de agua o el aumento del albedo debido a la formación de banquisas de hielo marino invernal.

3. Oligoceno: el hielo recubre la Antártida

Tras el prolongado y suave enfriamiento de la segunda parte del Eoceno, al inicio del Oligoceno, entre hace unos 34 y 33 millones de años, se produjo un bajón de las temperaturas, en un episodio brusco denominado Oi-1.

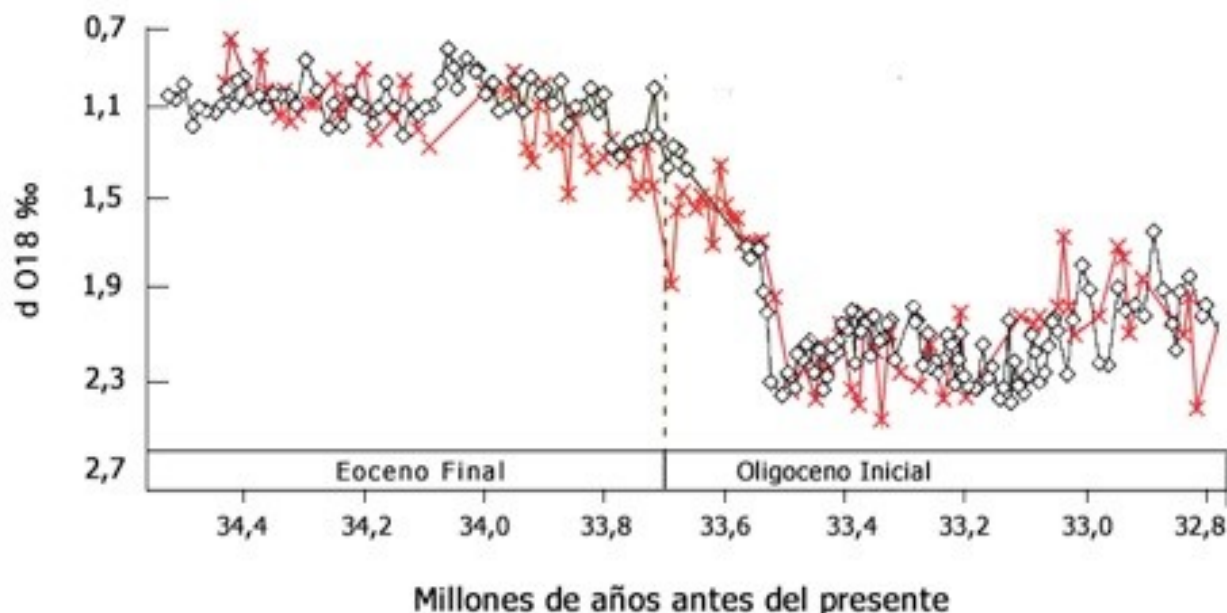


Fig. Bajada de temperatura a comienzos del Oligoceno, según los isótopos de oxígeno de foraminíferos béticos en los sondeos ODP 522 y 744 (Zachos, 1996). La temperatura del agua del fondo del mar descendió por debajo de los 3°C. Como consecuencia del frío se produjo una fuerte extinción de especies marinas (Ivany, 2000).

En los continentes, muchas zonas de bosque boreal se transformaron en áreas de tundra y, más al sur, paisajes boscosos pasaron a ser paisajes esteparios. Los restos paleontológicos euroasiáticos

señalan grandes cambios faunísticos, con migraciones de animales y extinciones en masa (Meng, 1998).

El enfriamiento global estuvo ligado a la primera gran acumulación de hielo en la Antártida, que ocurrió inicialmente en su mitad oriental, ya que su mitad occidental estaba todavía en gran parte sumergida.

En este intervalo de transición, Oi-1, el aumento del oxígeno-18 de las aguas marinas (que queda constatado en el estudio de los foraminíferos béticos) es prueba de la acumulación de hielo en el continente y de la disminución del nivel y del volumen del agua marina. Otra señal más compleja, como la profundización brusca del nivel de disolución oceánica de las calizas, la lisoclina, indica también una abrupta variación hace 34 millones de años en el ciclo del carbono, ligada a la acumulación de hielo en los continentes. La bajada del nivel del mar hizo posiblemente que disminuyese la sedimentación de carbonatos en los mares someros costeros, cuyos fondos habían quedado emergidos. Aumentó por lo tanto la masa de carbonatos en los océanos abiertos y esto produjo que la lisoclina quedase en poco tiempo mil metros más abajo, tal y como muestran análisis geológicos del fondo de los mares (Coxall, 2004; Tripathi, 2005).

Cambios en las corrientes oceánicas

Los cambios en la circulación oceánica fueron probablemente determinantes. La Antártida, a pesar de haber estado centrada en el Polo Sur desde principios del Cretácico, se había mantenido hasta entonces libre de hielo, pero, cuando se aisló de Sudamérica y de Australia, quedó rodeada por una corriente marina fría. El aislamiento definitivo del continente austral se produjo tras la apertura del estrecho de Drake, que lo separó de Sudamérica, y tras la apertura del mar al sur de Tasmania, que lo separó de Australia (Exon, 2002; Sher, 2006). Entonces, se formó la corriente fría circumpolar antártica que comenzó a poner trabas a que llegase hasta allí la influencia térmica moderadora de las aguas de las latitudes medias y tropicales. Esto ayudó a que se formase una extensa banquisa invernal de hielo marino y posteriormente a que comenzase a acumularse hielo en el continente.

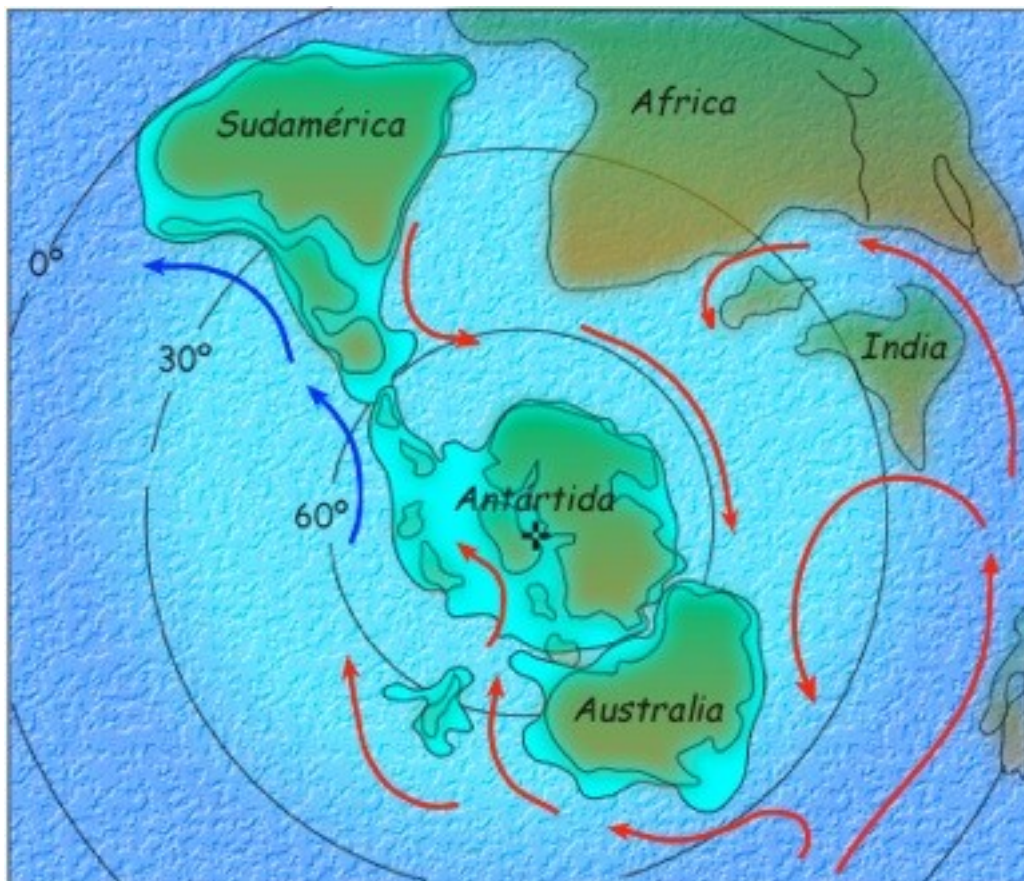


Fig. La Antártida y las corrientes marinas, hace 35 millones de años.

Pero quizás el origen del enfriamiento de las aguas cercanas a la Antártida es más complejo. Según una teoría, antes del enfriamiento del Oligoceno, no eran corrientes superficiales cálidas venidas del norte las que habían mantenido el calor en la costa de la Antártida, sino el afloramiento costero de una masa de agua, salada y templada, que también llegaba desde las zonas tropicales, pero por las profundidades. Esta masa de agua profunda tenía su origen en las plataformas costeras del gran mar tropical de Tethys. Allí, debido a la fuerte evaporación, las aguas superficiales se salinizaban, se hacían más densas y se hundían, comenzando un recorrido por las profundidades oceánicas que llegaba hasta latitudes muy meridionales y afloraban en las proximidades de la Antártida, manteniéndola libre de hielos. Pero a principios del Oligoceno el juego de la tectónica de placas en el margen meridional del mar de Tethys fue estrechando la separación entre África y Eurasia y reduciendo poco a poco la extensión de las plataformas costeras. En consecuencia, fue menguando el caudal de la masa de agua salada y cálida que se hundía allí y que luego emergía en latitudes australes (Robert, 1992).

Disminución del CO₂

Con altibajos, la concentración atmosférica de CO₂ continuó disminuyendo. Un estudio basado en el análisis de alquenonas indica que la concentración de CO₂ a principios del Oligoceno, hace 35 millones de años era de unas 1.500 ppm y al final del Oligoceno había bajado a unas 500 ppm (Pagani, 2005).

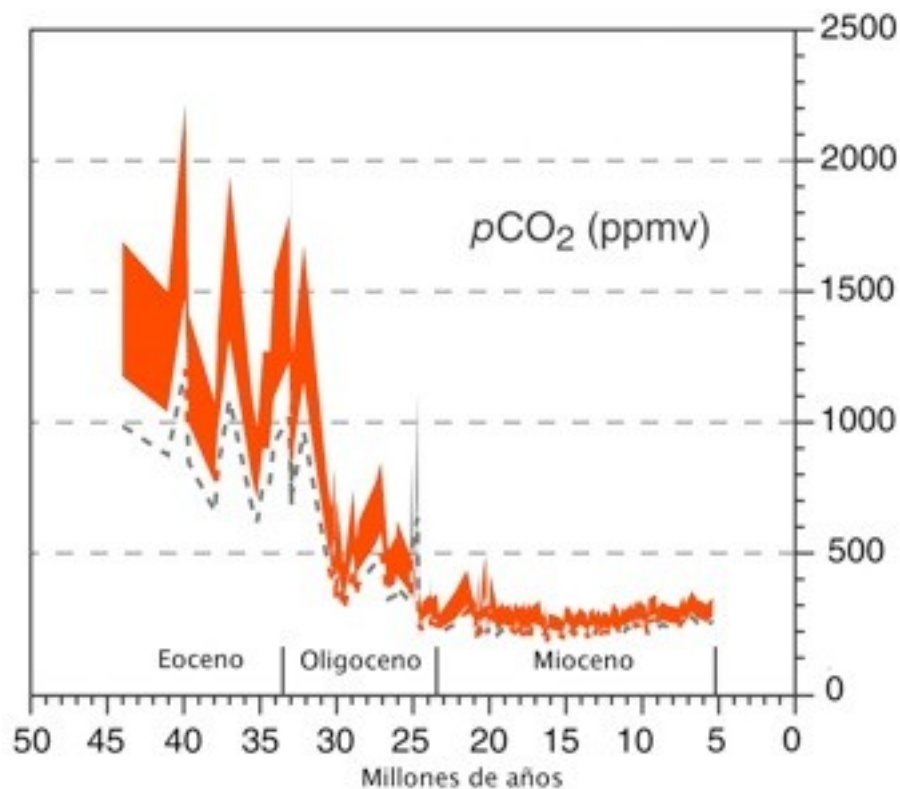


Fig. Evolución de la concentración de CO₂ (Pagani, 2005)

Otro estudio basado en el boro de foraminíferos en un sondeo en Tanzania, indica que durante la formación del hielo de la Antártida, hace unos 34 millones de años, la concentración de CO₂ había bajado a unas 700 ppm, aunque aumentó a más de 1.000 ppm durante el transcurso de la acumulación de hielo, o muy poco tiempo después (Pearson, 2009).

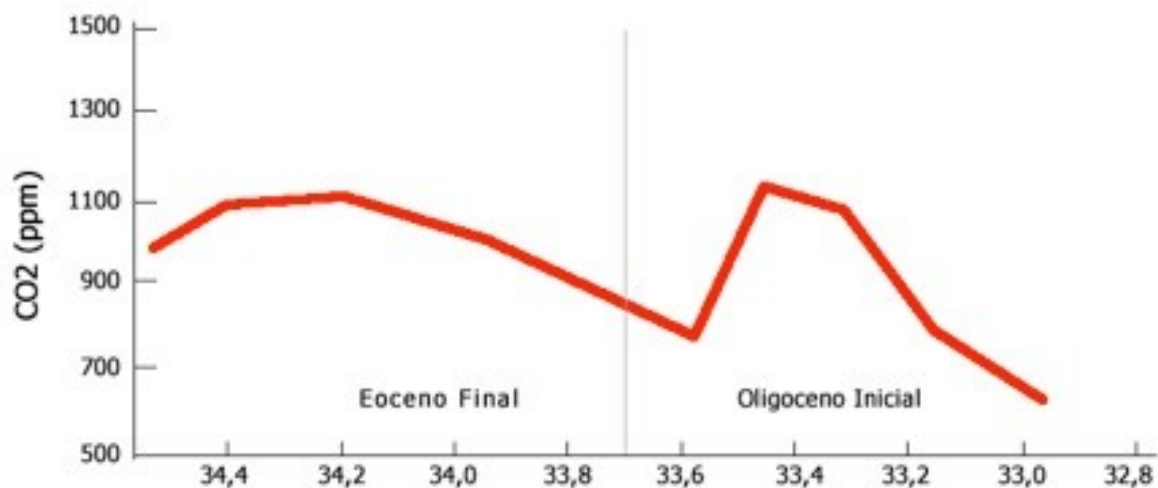


Fig. Concentración de CO2 atmosférico en la transición Eoceno-Oligoceno según isótopos del boro (Pearson, 2009)

Actividad volcánica

Otra causa del enfriamiento en el Oligoceno pudo ser la actividad volcánica. Hace unos 30 millones de años, en las tierras fronterizas de Somalia y Etiopía, en el cuerno de África, enormes coladas de basalto cubrieron una superficie de una extensión semejante a la de España (500.000 km²) con un espesor de hasta 2.000 metros de lava en algunos lugares.



Fig. Mapa de la región etíope con sus mantos de basalto.

Tales episodios, que debieron durar con intermitencias casi 1 millón de años, arrojaron enormes cantidades de SO₂ a la atmósfera y coincidieron con un recrudecimiento del frío, el avance de la glaciación de la Antártida, la mayor bajada del nivel del mar durante el Cenozoico y la extinción de numerosas y significativas especies (Hofmann, 1997).

Sea cual sea el origen de su formación, el aumento del hielo en la Antártida no ha sido lineal sino que es muy posible, que a lo largo de estos últimos 30 o 40 millones de años haya habido retrocesos, especialmente en las cuencas glaciares de su parte occidental. La base del hielo en esta parte occidental de la Antártida está en muchos sitios a un nivel más bajo que el nivel del mar, lo que habrá podido facilitar deshielos temporales de esa región. De hecho, en esta zona occidental de la Antártida se han encontrado en los sedimentos del fondo, bajo la base del manto actual de hielo, fósiles de diatomeas que debieron vivir en aguas abiertas, libres de hielo, correspondientes probablemente a intervalos más calidos que el actual pero posteriores al Oligoceno (Scherer, 1998).

Otra indicación del posible deshielo temporal del occidente de la Antártida y de que la zona pudo estar cubierta por el mar durante algunas épocas de los últimos millones de años, es la aparición en los sedimentos que yacen debajo del manto de hielo de un isótopo del berilio, el Be-10, que los rayos cósmicos producen en la atmósfera al chocar con el aire y que luego es absorbido por partículas marinas superficiales que se sedimentan con él. De haber existido una capa de hielo perenne desde su inicio en el Oligoceno, el Be-10 formado posteriormente no habría podido llegar nunca al fondo y sedimentarse.

Finalmente, la curva isotópica del oxígeno de los foraminíferos muestra que el Oligoceno acaba con un evento de calentamiento (Late Oligocene Warming Event), hace unos 25 millones de años, que conllevó probablemente un cierto deshielo y una subida del nivel del mar.

4. Mioceno, un clima cambiante

Toda la primera parte del Mioceno conserva el alto nivel de temperaturas alcanzado justo al final del Oligoceno. Sin embargo, la transición del Oligoceno al Mioceno queda marcada por un corto episodio, llamado Mi-1, de intensa erosión en los continentes, que ocurre hace 23,7 millones de años, y que es apreciable a escala general del planeta.

Probablemente un enfriamiento y un aumento de la acumulación de hielo en la Antártida — especialmente en la Antártida Occidental— provocó una brusca bajada del nivel del mar, dejando las plataformas costeras en seco y expuestas a la erosión. Todavía no existían mantos de hielo permanentes en el hemisferio norte, por lo que la fuerte bajada del nivel del mar debió deberse exclusivamente a la expansión del manto austral. Recientes investigaciones en sedimentos del mar de Ross indican que en esa transición entre el Oligoceno y el Mioceno se produjeron una serie de variaciones cíclicas en el volumen de hielo de la Antártida, ligadas a ciclos orbitales semejantes a los descritos por Milankovitch para el Cuaternario (Zachos, 2001; Naish, 2001).

Después de este corto pico inicial de frío las temperaturas se recuperan y se mantienen más altas que las del Oligoceno durante toda la primera mitad del Mioceno. El volumen de los hielos de la Antártida vuelve a disminuir y el mar se eleva. Las latitudes altas del hemisferio norte se calientan gradualmente y el paisaje de tundra de nuevo es sustituido por un paisaje de coníferas. El nuevo máximo de calor (Mid-Miocene Climatic Optimum) se alcanza en el Mioceno Medio, entre hace 17 millones de años y 14,5 millones de años. Los fósiles oceánicos y continentales indican que las temperaturas en las latitudes medias eran entonces 6°C superiores a las actuales.

La segunda parte del Mioceno, que comienza hace unos 14 millones de años, es muy diferente a la primera. El estudio de la ratio Mg/Ca de foraminíferos planctónicos en el suroeste del Pacífico indica un enfriamiento brusco de 6°C a 7°C entre hace 14,2 y 13,8 millones de años (Shevenell, 2004). Las temperaturas se desploman y, sobre todo, el hielo continental aumenta en la Antártida. Se atribuye este aumento del hielo en la Antártida a períodos de baja inclinación del eje terrestre. Esta baja oblicuidad provocaba menor intensidad en la insolación veraniega y además aumentaba el gradiente térmico entre los polos y los trópicos, lo que motivaba una mayor transferencia meridiana de humedad hacia la Antártida. Se produjo también una disminución del CO₂, según se aprecia en el análisis isotópico del carbono de sedimentos marinos. Para algunos autores es este el momento de paso de un clima “invernadero”, que había prevalecido hasta entonces, al clima “nevera” actual (Holbourn, 2005).

Al final del Mioceno, entre hace unos 7 millones y 5 millones de años, un manto glacial acaba por cubrir, no sólo el continente austral, sino también toda Groenlandia.

Otro hecho climático importante, que acompaña este enfriamiento final, es el aumento de la aridez en vastas regiones de Asia y Africa, fenómeno que se agudizará en el Plioceno.

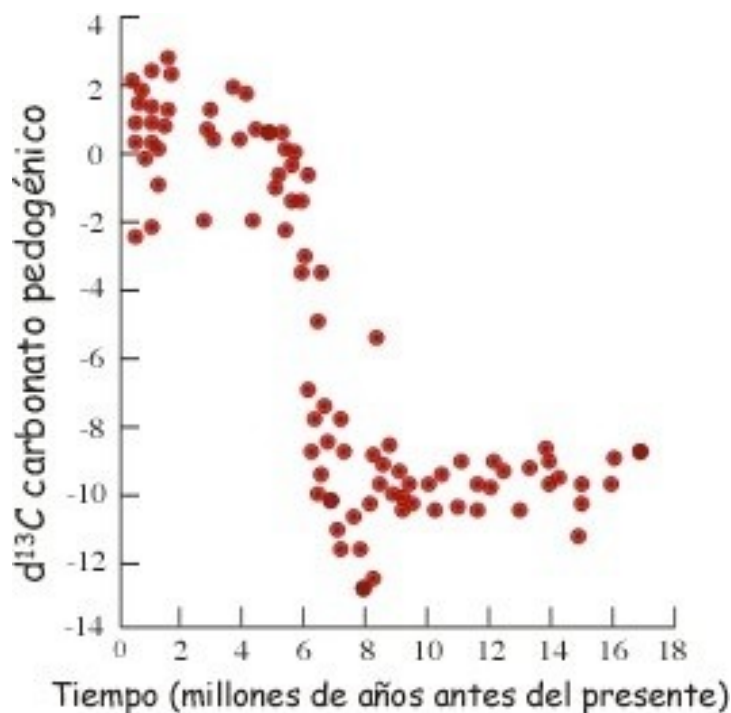


Fig. Isótopos del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) de los suelos de los montes Siwalik (sur de Nepal) cuya evolución indica un cambio brusco hace 7,4 Ma, en el enfriamiento de final del Mioceno, que provocó la sustitución de las plantas arbóreas de tipo C3 por hierbas esteparias de tipo C4, más ricas en carbono 13 (Quade, 1995)

Dos acontecimientos geológicos a gran escala tuvieron probablemente una influencia importante en el clima del Mioceno: el levantamiento del Tibet y la desecación del Mediterráneo.

Levantamiento del Tibet

La meseta del Tibet comenzó a levantarse al chocar la placa india con la asiática, hace unos 50 millones de años, pero su impulso de ascensión más importante se produce durante el Mioceno (Chung, 1998).

La influencia de la emersión del Tibet sobre el clima global es considerable y sus efectos son varios. Su elevación media actual es superior a los 5.000 metros y su superficie es de más de 1 millón de kilómetros cuadrados. La meseta reúne unas condiciones óptimas para que en sus bordes se produzca una fuerte erosión. Alta, cortada en sus márgenes por abruptas pendientes y cercana al Índico —océano de aguas calientes y proveedor de humedad— sus lluvias son intensas y crean corrientes fluviales fuertemente erosivas. Los grandes ríos que nacen allí —Ganges, Bramaputra, Indo, Yangtze y Mekong— acarrean el 25 % de la materia disuelta que alcanza los océanos del mundo.

Gracias al clima húmedo y caluroso de sus vertientes, el Tibet contribuyó a la intensificación de dos procesos importantes de captación del CO_2 atmosférico: meteorización de los silicatos y enterramiento de la materia orgánica. Por una parte, un proceso químico de meteorización (weathering), por el cual los minerales silicatados de las rocas, en conjunción con las abundantes lluvias, disuelven el CO_2 atmosférico en iones bicarbonato que los ríos se llevan al mar. En segundo lugar, un proceso físico de erosión y arrastre de enormes cantidades de materia orgánica vegetal (árboles, hierbas y hojarasca), que acaba enterrada y sedimentada en el Golfo de Bengala (Raymo, 1992; Ruddiman, 1997). Se calcula que estos dos procesos pudieron provocar en unos pocos millones de años una disminución considerable del CO_2 contenido en la atmósfera. Según la teoría tradicional, la disminución del CO_2 produjo un menor efecto invernadero y un descenso de la temperatura global del planeta

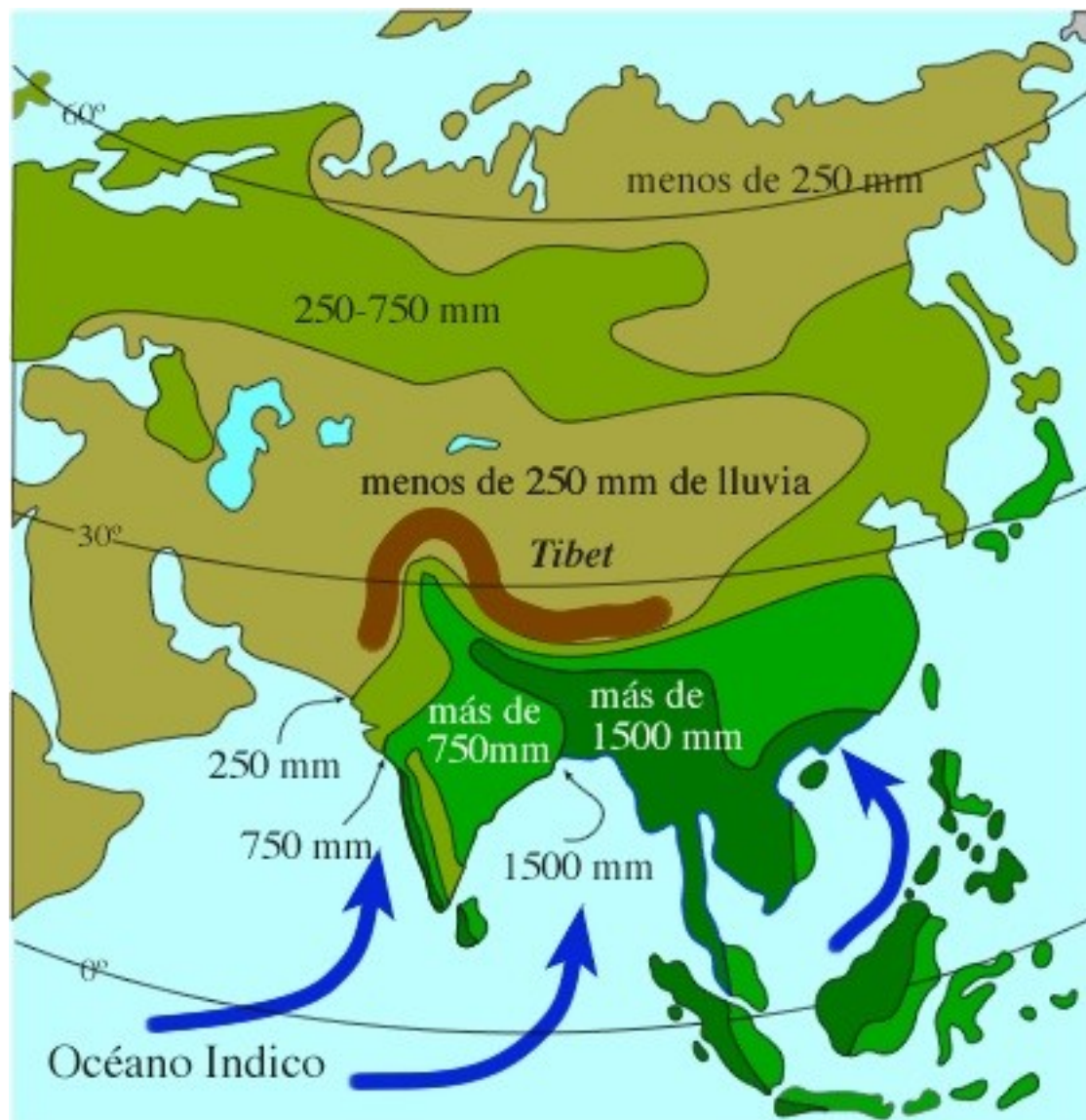


Fig. La barrera montañosa del Himalaya y su prolongación por el oeste y el este intensifican las precipitaciones monzónicas en la India y en el sureste asiático, a la vez que impiden el paso de la humedad del Indico (flechas azules) hacia el centro de Asia. En el mapa se representa la cantidad media de lluvia que se recoge entre el 1 de Mayo y el 31 de Octubre. Las isoyetas son las de 250, 750 y 1500 milímetros. El levantamiento principal de las cordilleras y de la meseta del Tibet se produjo en el Mioceno, entre hace 25 y 5 millones de años.

La elevación del Tibet intensificó las lluvias monzónicas de verano que afectan al sur de Asia debido especialmente al efecto de la ascensión orográfica del aire, a la vez que agudizaba la aridez en extensas áreas interiores de Asia Central y de China, al actuar de barrera al aire húmedo proveniente del Indico. Además, la elevación del Tibet contribuyó al desarrollo del monzón seco de invierno, que sopla del interior del continente hacia el océano. De esta forma, fomentó la erosión eólica y la sedimentación de espesos estratos de loess en la meseta del río Amarillo en China. Precisamente es la cronología estratigráfica del loess la que indica que el sistema de monzones, semejante al que conocemos actualmente, viene funcionando desde entonces (Zhiseng, 2001; Donghuai, 1998).

Con el Tibet, aumentaron también las extensiones cubiertas de hielo en la propia meseta y en los Himalayas, lo que hizo aumentar el albedo terrestre. En la actualidad, debido a la aridez de su clima (entre 100 y 600 mm de precipitación anual) solamente el 4% de la superficie del Tibet está cubierta por hielo. Es probable que en épocas más frías y menos áridas los hielos ocupasen un espacio mayor, pero no se cree que haya estado nunca, ni siquiera durante las glaciaciones cuaternarias,

cubierta por un manto glacial, tal y como hasta hace poco se creía. Lo que sí es más posible es que la emersión del Tibet favoreciera un incremento de la nubosidad sobre la región, lo que, de haberse producido, habría contribuido también al enfriamiento.

Finalmente, la elevación del Tibet puso un obstáculo a la trayectoria de los vientos zonales del oeste que circundan las latitudes medias, lo que desde entonces hace que aumente la amplitud de las ondas del flujo y provoca un clima más variable en toda la franja templada del hemisferio norte.

La desecación del Mediterráneo

A comienzos del Terciario, hace unos 60 millones de años, el nivel del mar seguía estando aún por encima del actual e inundaba con aguas someras gran parte de los continentes actuales. El amplio y abierto Mar de Tethys, precursor del Mediterráneo, anegaba vastas extensiones de Europa y del norte de África. Europa era un archipiélago de islas, en cuyos mares poco profundos se formaron típicos depósitos de rocas calizas y coralinas.



Fig. La zona mediterránea al comienzo del Terciario, hace 65 millones de años.

En el transcurso del Terciario, el Mar de Tethys se fue estrechando por el este hasta quedar separado del Océano Índico. Así se formó una gran cuenca marina casi separada del océano abierto. Abarcaba en una misma extensión al Mediterráneo, al Mar Negro y al Mar Caspio. Luego, el movimiento orogénico alpino aisló al Negro y al Caspio, que quedaron convertidos en mares interiores.

El Mediterráneo siguió conectado por occidente con el Océano Atlántico. Pero el intercambio de aguas se realizaba, no por el estrecho de Gibraltar, sino por zonas que hoy están emergidas: el corredor bético en el norte (Andalucía), y el corredor del Rif en el sur (Marruecos) (Duggen, 2003).

Pero entre hace unos 6 millones de años y 5 millones de años, en el piso Mesiniense, el Mediterráneo sufrió desecaciones repetidas ya que su conexión con el Atlántico llegó a ser tan restringida que, en ciclos de unos pocos miles de años, se abría y se cerraba por completo sucesivamente. Fueron movimientos geodinámicos en su región occidental los causantes del aislamiento.



Fig. La región mediterránea en el Mioceno Final, hace 6 millones de años.

El fenómeno pudo también estar ayudado parcialmente por bajadas y subidas glacio-eustáticas del nivel del mar, relacionadas con cambios que se registraban en el volumen acumulado de hielo en la Antártida y en Groenlandia.

También se ha constatado que cambios climáticos debidos a ciclos orbitales, como el de la precesión de los equinoccios, produjeron en esta época en la cuenca mediterránea agudas y duraderas sequías, que influenciaron en los ritmos de desecación y llenado de las pequeñas cuencas en que quedaba dividido y en donde se depositaban espesos sedimentos salinos.

Las investigaciones sobre la desecación del Mediterráneo alcanzaron un punto álgido en agosto de 1970, durante las perforaciones que realizaba el buque oceanográfico Glomar Challenger en el Mediterráneo (Hsu, 1983). En los fondos de cuencas marinas que hoy están cubiertas por una capa de agua de más de 3.000 metros de profundidad, se descubrieron espesos estratos de rocas evaporitas, como yesos y anhidritas, y ciertos fósiles típicos de antiguos lagos sometidos a una fuerte evaporación.

Que el fondo desecado del Mediterráneo estuvo entonces cientos de metros por debajo del nivel superficial actual, parece probarlo también el estudio de los sedimentos de la cuenca del Nilo. El geólogo ruso Chumakov encontró que por debajo de los sedimentos de la cuenca más reciente existían otro tipo de sedimentos, correspondientes a un antiguo y estrecho brazo de mar que se encontraba más de 1.500 metros por debajo del nivel actual. Según Chumakov, a medida que el Mediterráneo se fue desecando, el Nilo fue excavando un profundo valle para ajustar su pendiente al hundimiento progresivo del nivel costero.

Durante cientos de miles de años, el paisaje del fondo del Mediterráneo, casi completamente desecado, debió asemejarse a una región semidesértica, con lagunas diseminadas de aguas salobres, hacia las que fluían los ríos a través de profundos cañones. Durante este período las aguas remanentes eran tan saladas que impedían la vida de la fauna marina. No se sabe con certeza el grado de desecación, pero la acumulación de sedimentos salinos llegó a alcanzar un espesor de hasta 2 y 3 km en algunas zonas. Tales espesores se fueron acumulando en sucesivas invasiones y evaporaciones de aguas saladas oceánicas. Hoy día, la evaporación completa del actual Mediterráneo, si se cerrase Gibraltar, llevaría unos 1.000 años y en su fondo se formaría un sedimento de sales de 70 metros de espesor. Por lo tanto, para acumular los 2 o 3 km de sedimentos del episodio mesiniense se habrían necesitado 30 o 40 ciclos de llenado y secado de la cuenca.

La repercusión climática de la desecación mediterránea debió ser muy importante, no sólo a escala

européa, sino también hemisférica. Los espesos sedimentos de sal que se depositaron en algunas zonas del fondo del Mediterráneo modificaron sensiblemente la salinidad de la globalidad de los océanos, que se debió reducir en un 2 por mil, provocando lo que se ha llamado la crisis salina mediterránea del Mesiniense (Messinian Salinity Crisis).

La bajada de la salinidad oceánica global debió repercutir en la circulación oceánica, en donde los aportes de aguas saladas del Mediterráneo, por su diferente densidad, juegan un papel específico e importante.

Es también probable que la disminución de la salinidad oceánica se hiciese notar en las latitudes altas y que, al elevarse el punto de congelación del agua marina, la superficie del Ártico se congelase con mayor facilidad y los hielos fuesen más abundantes.

El Mesiniense finalizó justo en la frontera entre el Mioceno y el Plioceno, hace unos 5,4 millones de años. Entonces otro cataclismo orogénico en el extremo occidental del Mediterráneo volvió a abrir la comunicación con el Atlántico. Esta vez, por Gibraltar. Y desde entonces el Mediterráneo se encuentra en equilibrio gracias al agua superficial que entra desde el Atlántico, que compensa la pérdida por evaporación —mayor que la precipitación y el aporte de los ríos— y la pérdida de agua muy salada y densa que se escapa al Atlántico por las profundidades del Estrecho.

5. El clima cálido del Plioceno

El Terciario acaba en el Plioceno, que transcurre entre hace 5,4 y 2,5 millones de años. El clima del Plioceno fue en su mayor parte mucho más cálido que el clima actual. Así lo indican tanto los estudios de pólenes y de fósiles de animales terrestres, como el análisis de los conjuntos de foraminíferos marinos.

Al inicio del Plioceno, entre hace 5 millones y 4 millones de años, se frenó el enfriamiento que había venido ocurriendo en la segunda parte del Mioceno. Se invirtió la tendencia térmica y ya en el Plioceno Medio, durante el intervalo comprendido entre hace 4 millones y 3 millones de años, la temperatura global media era posiblemente unos 3°C superior a la actual (Dowsett, 1999).

Se ha denominado "Óptimo Climático del Plioceno Medio" al intervalo específico de 300.000 años que va desde hace 3,3 millones hasta hace 3 millones de años. El estudio de atolones coralinos y de terrazas costeras indica que el nivel de los mares se elevaba entonces unos treinta metros por encima de la cota actual, debido al menor volumen de hielo acumulado en la Antártida y en Groenlandia.

Todos los veranos, la banquisa del Océano Glacial Ártico se descongelaba por completo. Bosques de coníferas crecían incluso en la costa norte de Groenlandia, en donde se han encontrado restos fósiles de árboles de aquella época (Bennike, 2006). El estudio de la distribución de las diatomeas fósiles depositadas alrededor de la Antártida indica también que la banquisa marina invernal era también allí bastante menos extensa que la actual.

El clima en el Mediterráneo era más cálido, con 5°C de temperatura invernal por encima de la actual y con una precipitación media anual entre 400 y 1000 mm mayor que la de hoy (Haywood, 2000).

No se conocen bien los motivos de este clima muy cálido de mediados del Plioceno, si bien se cree que estaba sostenido por una robusta circulación oceánica en el Pacífico y en el Atlántico, tanto superficial como profunda.

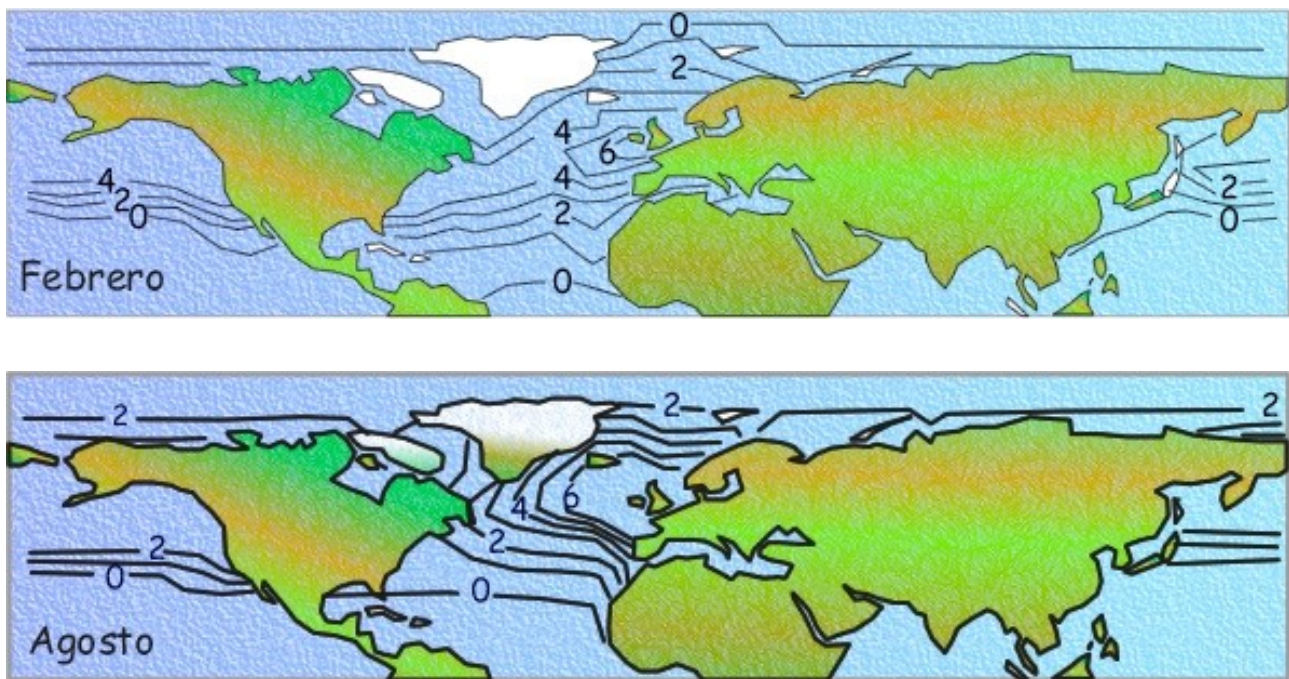


Fig. Plioceno Medio, hace 3 millones de años, poco antes del enfriamiento que daría entrada al Cuaternario. En los mapas se indican las probables diferencias de temperatura del agua de la superficie marina con respecto al presente (°C) en los meses de Febrero y Agosto (fuente Dowsett, 1999).

¿Más Niños?

En el Pacífico Tropical, los estudios de foraminíferos a uno y otro lado del océano indican resultados contradictorios. Para algunos, paradójicamente, la situación prevalente en este período cálido era la de la Niña, con alisios muy fuertes y afloramiento intenso de aguas frías en la región oriental (Rickaby, 2005).

Pero la teoría que ahora parece más cierta, según los datos termométricos revelados por las alquenonas, indica lo contrario, que se daba una condición casi permanente del Niño, con pocas diferencias térmicas entre el oeste y el este del océano tropical (Wara, 2005; Fedorov, 2006). En la actualidad el agua de la zona occidental asiática del Pacífico Ecuatorial tiene una temperatura media superficial de unos 29°C, pero en la zona oriental americana la temperatura media es de tan sólo 23°C, debido al afloramiento en superficie de aguas profundas venidas de las profundidades (upwelling). Al parecer, durante el Plioceno, una capa superficial de agua cálida en esta parte oriental del Pacífico Ecuatorial impedía el afloramiento de aguas frías. Se daba por lo tanto una situación permanente semejante a la que hoy tenemos de forma esporádica cuando ocurre el fenómeno del Niño (Lawrence, 2006). Un reciente estudio de modelización indica que la causa de esta situación pudiera ser una frecuencia muy alta de ciclones tropicales en el Pacífico, los cuales, por su influencia en la mezcla de las aguas de la parte superior del océano, modificarían las corrientes (Fedorov, 2010).

El cierre del istmo de Panamá y la congelación del Artico

La gran modificación de las corrientes oceánicas que culminó a finales del Plioceno consistió en el cierre total de la comunicación que existía entre el Atlántico y el Pacífico por América Central. El cierre geológico del paso fue un proceso gradual que comenzó hace 13 millones de años y que probablemente terminó hace 4 millones de años, cuando la sutura entre las dos Américas, norte y sur, permitió la emigración de mamíferos terrestres en ambos sentidos.

El cierre tuvo una inmediata repercusión oceánica y modificó probablemente el clima del Atlántico Norte al desviar hacia allí todo el caudal de la corriente ecuatorial, reforzando la Corriente del Golfo.

Según una paradójica teoría, las aguas cálidas transportadas por la Corriente del Golfo ayudaron a la iniciación de las glaciaciones en las altas latitudes del hemisferio norte (Driscoll, 1998). Aunque a priori podría pensarse que el refuerzo del transporte de las aguas tropicales hacia el norte del Atlántico debería haber provocado lo contrario a una glaciación, quizás lo que provocó fue la formación de los grandes mantos de hielo de Norteamérica y de Europa del Norte.

Según esta teoría, el aumento de la temperatura del Atlántico Norte incrementó la evaporación. De esta forma se hicieron más húmedas las masas de aire atlánticas que los vientos del oeste de las latitudes medias transportaban hacia el interior del continente euroasiático.

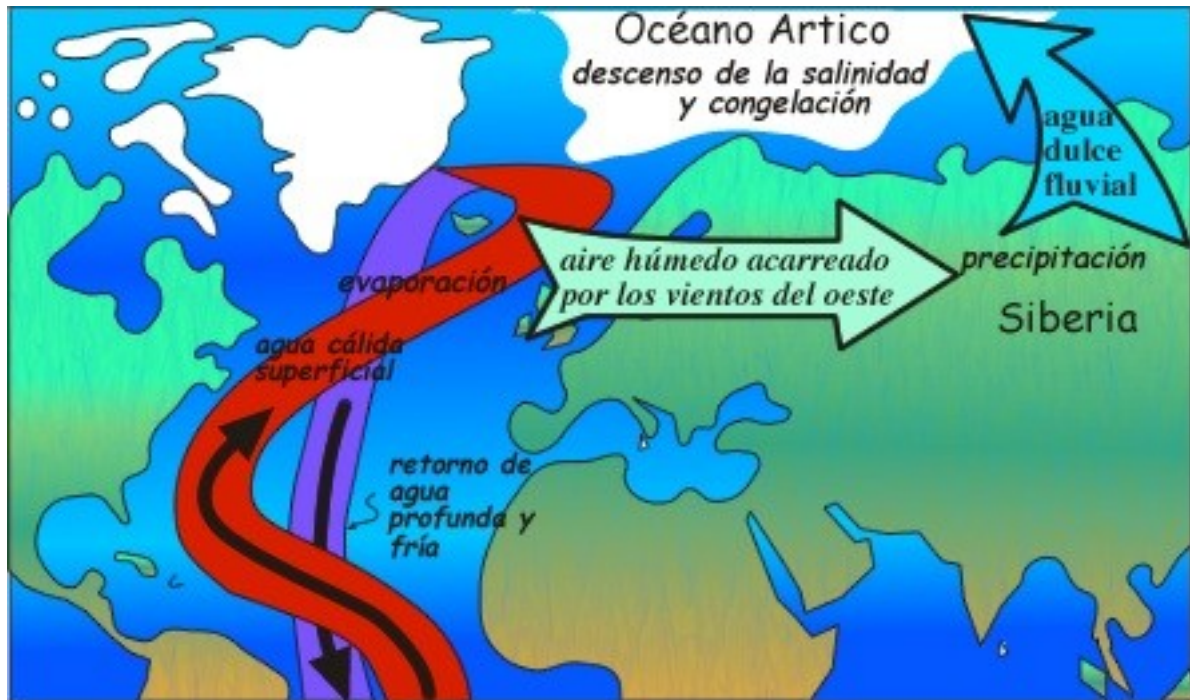


Fig. Proceso de congelación del Ártico influenciado por la Corriente del Golfo

Por lo tanto, las precipitaciones en Siberia aumentaron y, con ellas, el caudal de los ríos siberianos que descargan en el Ártico. Con la llegada de un mayor caudal de agua dulce, las aguas del océano polar perdieron salinidad y, en consecuencia, se facilitó su congelación, ya que el agua dulce no requiere de temperaturas tan bajas como el agua salada para helarse. En un efecto de retroacción positiva la congelación de las aguas superficiales del Ártico hizo aumentar el albedo en una región muy vasta y además aisló el océano de la atmósfera, disminuyendo la transferencia de calor del agua al aire.

Otro factor que también pudo influir en la dulcificación de las aguas del Ártico fue la apertura del estrecho de Bering, a través del cual comenzó a penetrar en el Ártico agua menos salada proveniente del Océano Pacífico. Del estudio de los sedimentos marinos de aquella zona se ha deducido que una primera apertura del estrecho, por hundimiento tectónico de Beringia, pudo haberse producido hace 5 millones de años.

Otra teoría más compleja sobre la congelación del Ártico sostiene que antes del cierre del istmo, la Corriente del Golfo se adentraba más profundamente en el Ártico que después del cierre. De esta forma, el Ártico permanecía descongelado, al menos en verano. Ocurriría que, cuando el paso del istmo de Panamá estaba aún abierto, una parte del caudal de agua muy salada de la corriente ecuatorial del Atlántico se escapaba al Pacífico, en vez de dirigirse al norte. Eso hacía que la salinidad y la densidad de la corriente superficial del Golfo y de la Deriva Nordatlántica no fuese tan alta, lo cual facilitaba que se adentrase en el Ártico. Pero cuando el istmo se cerró aumentó el origen tropical del caudal de la corriente y también aumentó su salinidad. Desde entonces, la masa de agua que transporta, muy salada y densa, se densifica aún más por enfriamiento al avanzar hacia el norte y se hunde antes de alcanzar propiamente el Ártico.

Una inconsistencia de esta teoría es que al parecer el cierre del istmo de Panamá ocurrió bastante antes de la congelación del Artico, hace unos 4 millones de años. Algunos modelos tampoco parecen indicar que el cierre del istmo de Panamá fuera la causa, sino más bien lo contrario, que la congelación se produjo por otras razones y venciendo el handicap del ese cierre (Klocker, 2005).

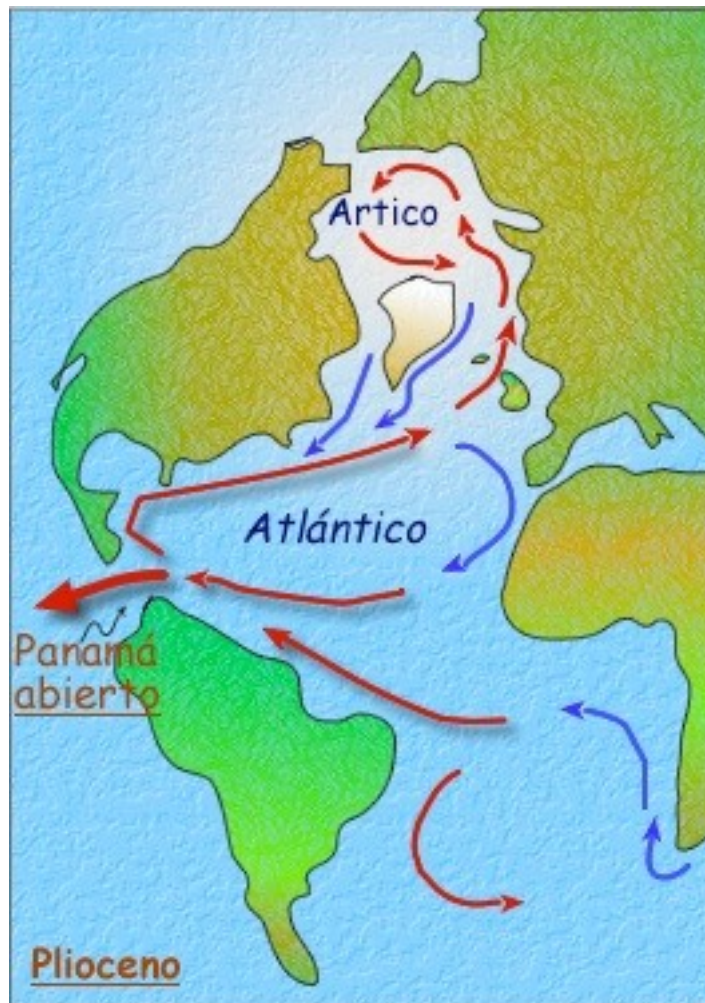


Fig. En el Plioceno (encima), cuando el paso de Panamá estaba abierto, gran parte de la corriente ecuatorial del Atlántico pasaba al Pacífico. La Corriente del Golfo era más débil pero lograba entrar en el Artico, manteniéndolo descongelado todo el año. Al cerrarse el istmo de Panamá (debajo) la corriente del Golfo se reforzó, pero al acarrear aguas más saladas y, por lo tanto, más densas, se hundían por enfriamiento (como en la actualidad) en los Mares Nórdicos y de Labrador (elipses). Se representa con línea morada la corriente profunda de retorno que se dirige al sur desde los lugares nórdicos de hundimiento. En rojo, las corrientes superficiales cálidas y en azul las frías.



Aridificación de Africa Oriental

Otro cambio climático importante del Plioceno fue que el clima de Africa Oriental se hizo más árido, lo que provocó importantes cambios paisajísticos —expansión de las sabanas— y faunísticos —proliferación de los bóvidos—, lo que pudo haber sido un catalizador en la evolución de los homínidos (Kerr, 2001).

El comienzo de períodos áridos y fríos, que se inicia a final del Mioceno y que se manifiesta más claramente desde hace unos 2,8 millones de años, puede estar relacionada con un enfriamiento de las aguas del Océano Indico. Este enfriamiento pudo deberse a la emersión tectónica de nuevos territorios isleños en Indonesia, como la isla de Timor, y el avance hacia el norte de Nueva Guinea, por lo que se habría ido cerrando la entrada en el Indico de agua acarreada por la corriente muy cálida del Pacífico Sudecuatorial, primando desde entonces la entrada de agua traída por la corriente más fría del Pacífico Norecuatorial. Este enfriamiento del Indico, motivado por el cambio en las corrientes oceánicas, modificaría a su vez la circulación atmosférica y la capacidad higrométrica del aire en aquella región, y estaría en el origen del aumento de la aridez en Africa Oriental (Cane, 2001).

Otra teoría más reciente (Sepulchre, 2006) atribuye la aridificación al levantamiento tectónico de la región, lo que habría llevado a una reorganización de los vientos y a la reducción de la entrada de aire húmedo del Indico en la región. Según estos investigadores el proceso de cambio topográfico y desviación de los vientos habría comenzado ya en el Mioceno final, hace unos 8 millones de años.

6. La transición al Cuaternario

Tras el intervalo muy cálido del Plioceno Medio se produjo el último empuje del frío.

Durante cortos y sucesivos períodos fríos empezó a acumularse hielo en el norte de América y de Europa, y los icebergs hacían acto de presencia en el norte del Atlántico. La variabilidad del clima se agudizó, propiciada por los ciclos astronómicos de Milankovitch y en especial por el ciclo de variación de la oblicuidad del eje, de 41.000 años de duración.

Para la formación de los mantos de hielo sobre Norteamérica y Eurasia se necesitaba que las nieves que caían durante el invierno fuesen muy intensas. La corriente del Golfo, reforzada por el cierre del istmo de Panamá, pudo venir en ayuda de esto último. El calor de las aguas incrementó la evaporación invernal y la humedad atmosférica necesaria para que las precipitaciones de nieve fuesen abundantes en Canadá y Escandinavia. Además, en invierno, en el norte del Atlántico, el contraste de temperatura entre la masa de aire atlántica —más cálida, gracias a la corriente del Golfo— y la masa de aire muy frío que salía del continente intensificó la ciclogénesis. Los intensos temporales producían fuertes nevadas tanto en el nordeste de Canadá y de Estados Unidos, como en Escandinavia. La abundante acumulación de nieve resistía el deshielo estival y cuando las condiciones astronómicas eran favorables crecían y avanzaban los mantos glaciales.

Una nueva teoría oceanográfica alternativa explica que la acumulación de hielo continental en Norteamérica fue posible gracias a que las aguas subárticas del Pacífico atravesaron entonces períodos de marcada diferencia estacional de temperaturas, muy frías en invierno y muy cálidas en verano. Así, durante el final del verano y durante el otoño, el calor de las aguas y la evaporación intensa facilitarían fuertes nevadas y la formación de mantos de hielo en el noroeste del continente americano (Haug, 2005).

Recientemente se ha publicado la hipótesis de que el enfriamiento global comenzó cuando empezó a fallar la situación permanente de El Niño que había dominado durante la época anterior en el Pacífico Tropical. Esto habría ocurrido cuando el nivel que separa las aguas cálidas superficiales de las frías profundas (la termoclina) se elevó, adelgazándose en el este del Pacífico la capa de aguas cálidas y permitiendo el afloramiento de aguas frías más profundas, tal y como ocurre actualmente en una situación normal sin Niño. El enfriamiento de las aguas oceánicas profundas de todos los océanos vendría determinado a su vez por una mayor producción de agua fría profunda en el Atlántico Norte, acelerada por una circulación termohalina más intensa (Fedorov, 2006).

Capítulo 5. Glaciaciones cuaternarias

1. Características generales

2. Las causas

3. Períodos

1. Características generales

El Cuaternario abarca dos períodos de duración muy desigual: el Pleistoceno, desde hace 2,5 millones de años hasta hace sólo 11.500 años, y el Holoceno, desde hace 11.500 años hasta hoy.

A finales del Plioceno y comienzos del Pleistoceno, las aguas oceánicas entraron en una última fase del enfriamiento general que se había venido produciendo —aunque con altibajos— durante los últimos 50 millones de años.

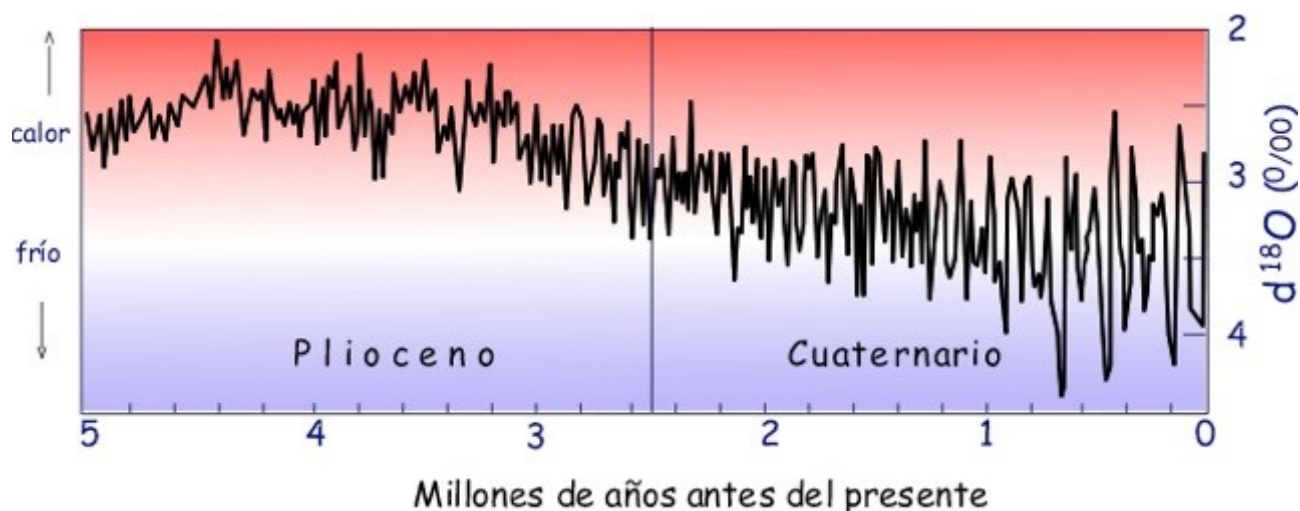


Fig. Plioceno y Cuaternario. Evolución de la concentración de oxígeno-18 en las conchas de los foraminíferos béticos (de aguas profundas) durante los últimos 5 millones de años. La tendencia a un aumento de la concentración de oxígeno-18 (la escala está invertida) indica una tendencia general al frío y a una mayor acumulación de hielo en los continentes. Obsérvese también el aumento de la oscilación térmica de los ciclos glaciales durante el Cuaternario, especialmente en el último millón de años. Los datos de $\delta^{18}\text{O}$ son la media resultante en diversos sondeos del programa ODP (Ocean Drilling Project).

Hace 2,5 millones de años el frío fue ya suficiente para que en las latitudes altas comenzasen a ser abundantes las precipitaciones de nieve y se fuesen acumulando en el norte de América y de Europa espesos mantos de hielo. Desde entonces, el clima de la Tierra ha estado marcado por una sucesión continua de glaciaciones y períodos interglaciales.

Lo que caracteriza a las glaciaciones del Cuaternario es la formación durante su transcurso de dos enormes mantos de hielo en las tierras continentales del norte de América y de Europa, añadidos a los que ya existían de forma más o menos permanente y desde mucho antes sobre la Antártida y Groenlandia. Estos nuevos mantos de hielo septentrionales, denominados Laurentino y Finoescandinavo (Laurentide y Fennoscandian), crecían y avanzaban hacia el sur y cuando llegaban a un máximo de volumen acumulado invertían la tendencia, se licuaban y retrocedían, hasta que desaparecían por completo durante unos períodos cortos —de unos cuantos miles de años de duración— denominados interglaciales.

La Era Cuaternaria es, por lo tanto, una época de inestabilidad climática y de bruscos e importantes cambios ambientales, que han afectado con mayor o menor intensidad a todas las latitudes.

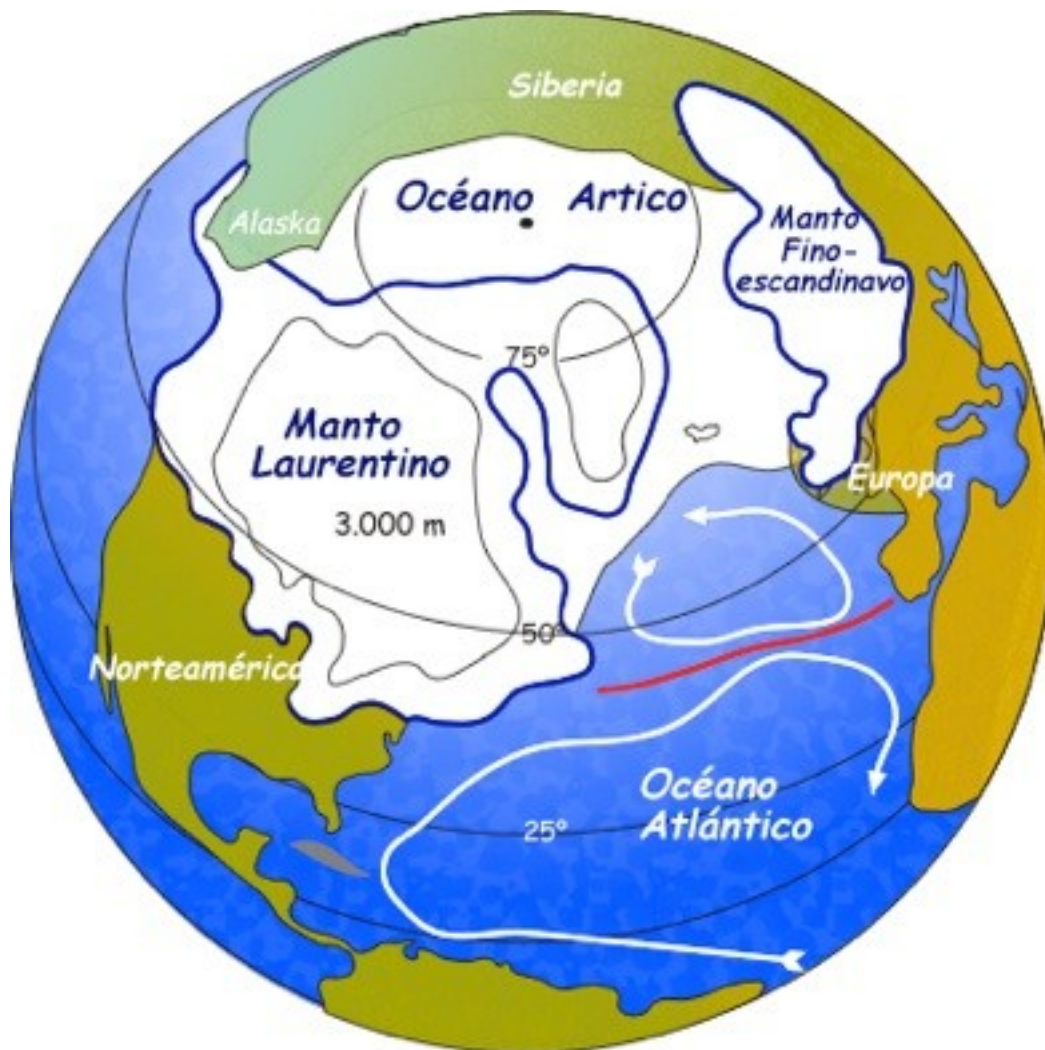


Fig. Mantos de hielo Laurentino y Finoescandinavo.

2. Las causas

Para que se produjese la acumulación de hielo en los mantos Laurentino y Finoescandinavo se necesitó esperar a que el clima general se enfriase para que las precipitaciones invernales en las latitudes altas del hemisferio norte fuesen más de nieve que de lluvia. Se debió esperar a que el clima fuese más frío que el existente cuando se formó el manto de Groenlandia, 7 millones de años antes, a quien la insularidad le favoreció en la acumulación de su casquete helado. También se debió esperar a que el clima fuese mucho más frío de lo que se había necesitado para que el hielo se acumulase en la Antártida, en donde ya lo había hecho 35 millones de años antes. A diferencia de la Antártida, la región del Artico está ocupada en su mayor parte por un océano profundo recubierto por una fina capa de agua marina congelada de sólo dos o tres metros de espesor medio. La tierra firme continental en el norte Eurasia y Norteamérica, apta para la formación de mantos de hielo, se encuentra a bastantes grados al sur del Polo Norte, con lo que, al disminuir la latitud y aumentar la insolación veraniega, la acumulación del hielo en grandes cantidades se hizo difícil.

Desde los tiempos de Köppen, los climatólogos han dedicado una particular atención a lo que ocurre en las regiones del norte de Canadá, cuyo clima es particularmente sensible a los cambios astronómicos de insolación. Según la teoría tradicional paleoclimática las variaciones en la insolación veraniega de esas latitudes actuaron como detonadores en la formación, o en la fusión, de los grandes mantos de hielo Laurentino y Finoescandinavo. Para la acumulación de hielo en esos mantos no sólo se necesitaban precipitaciones abundantes de nieve invernal sino sobre todo que no se derritiese en verano. Por eso se cree que el disparador de las glaciaciones cuaternarias fue de carácter astronómico, cuando comenzó a haber épocas en las que los veranos en las latitudes altas

del hemisferio norte tenían una baja insolación. Esta posibilidad comenzó a verificarse justo al final del Plioceno, hace unos 3 millones de años, cuando la oscilación en los valores de la inclinación del eje de la Tierra fue aumentando, con épocas en las cuales la inclinación era bastante menor que la actual.

Periódicamente, cuando los valores de inclinación del eje terrestre eran bajos y coincidían con otros parámetros astronómicos favorables —alta excentricidad de la órbita y máxima lejanía del Sol durante el solsticio de verano del hemisferio norte— se daban veranos frescos que favorecían la entrada en una glaciación. Estos cambios fueron sugeridos por primera vez por el escocés James Croll, pero fue posteriormente cuando el serbio Milankovitch desarrolló la teoría de una forma precisa. La periodicidad del ritmo de las glaciaciones cuaternarias no es fácil de constatar, pero parece claro que está influenciada por los ciclos de Milankovitch, que explicamos con más detalle en un apéndice de este libro.

Otra condición importante para el comienzo de las glaciaciones era que las nevadas invernales fuesen suficientemente importantes. Para ello era necesario que los mares de donde provenía la humedad estuviesen relativamente calientes. Se ha solido considerar que una corriente del Golfo suficientemente activa y un Atlántico Norte relativamente cálido podían explicar las fuertes nevadas. El cierre del istmo de Panamá habría facilitado este funcionamiento. Sin embargo, todavía los modelos paleoclimáticos no son capaces de simular las fuertes nevadas que se requerirían para formar los mantos Laurentino y Finoescandinavo (Duplessy, 1993). Recientemente se ha descubierto que probablemente también la región subártica del Pacífico Norte jugó un papel importante en el inicio de la acumulación de hielo en Norteamérica. En este caso se cree que las condiciones idóneas ocurrían cuando durante el final del verano y el otoño la temperatura del agua de la zona más septentrional del Pacífico era extraordinariamente alta gracias a una prolongada estratificación de las aguas. Estudios sobre la abundancia relativa de diatomeas y cocolitóforos, así como el análisis de las alquenonas, parecen indicarlo (Haug, 2005).

Los cambios en el color de los paisajes repercutían en los ciclos glaciales cuaternarios, con un importante efecto de retroalimentación positiva. Una vez iniciadas las glaciaciones por causas astronómicas, el aumento del albedo las intensificaba. El albedo (en latín, blancura) es el porcentaje de luz solar que es reflejada al espacio y que se pierde sin calentar la Tierra. En las épocas interglaciales, cálidas y húmedas, el albedo es pequeño. La superficie azul o gris de los mares subárticos y los paisajes verdes de las latitudes altas continentales, ocupadas por bosques boreales, tienen un albedo mucho menor que las superficies marinas o terrestres que, durante los tiempos glaciales, quedan cubiertas por el blanco brillante de los hielos marinos y continentales, o por las extensiones blanquecinas de las tundras y estepas.

3. Períodos

¿Cual ha sido la periodicidad de las glaciaciones cuaternarias?

Al principio del Pleistoceno, las oscilaciones climáticas seguían ciclos periódicos de más o menos unos 40.000 años, que parecían obedecer al ciclo de variación de la inclinación del eje terrestre. Las masas de hielo que se formaban en los continentes no eran todavía muy voluminosas.

Después, entre hace 1,5 millones de años y 600.000 años la amplitud de los ciclos tendió a aumentar, y a partir de hace 600.000 años los ciclos glaciales se han sucedido en intervalos de una duración entre 80.000 y 120.000 años (Rutherford, 2000). Esta duración de los ciclos recientes resulta parecida al del período de variación de la excentricidad de la órbita terrestre, que es de unos 100.000 años. Las diferencias de duración que existe entre ellos pueden ser debidas a una modulación de la frecuencia provocada por otra componente secundaria de la excentricidad, que es de 413.000 años (Rial, 1999).

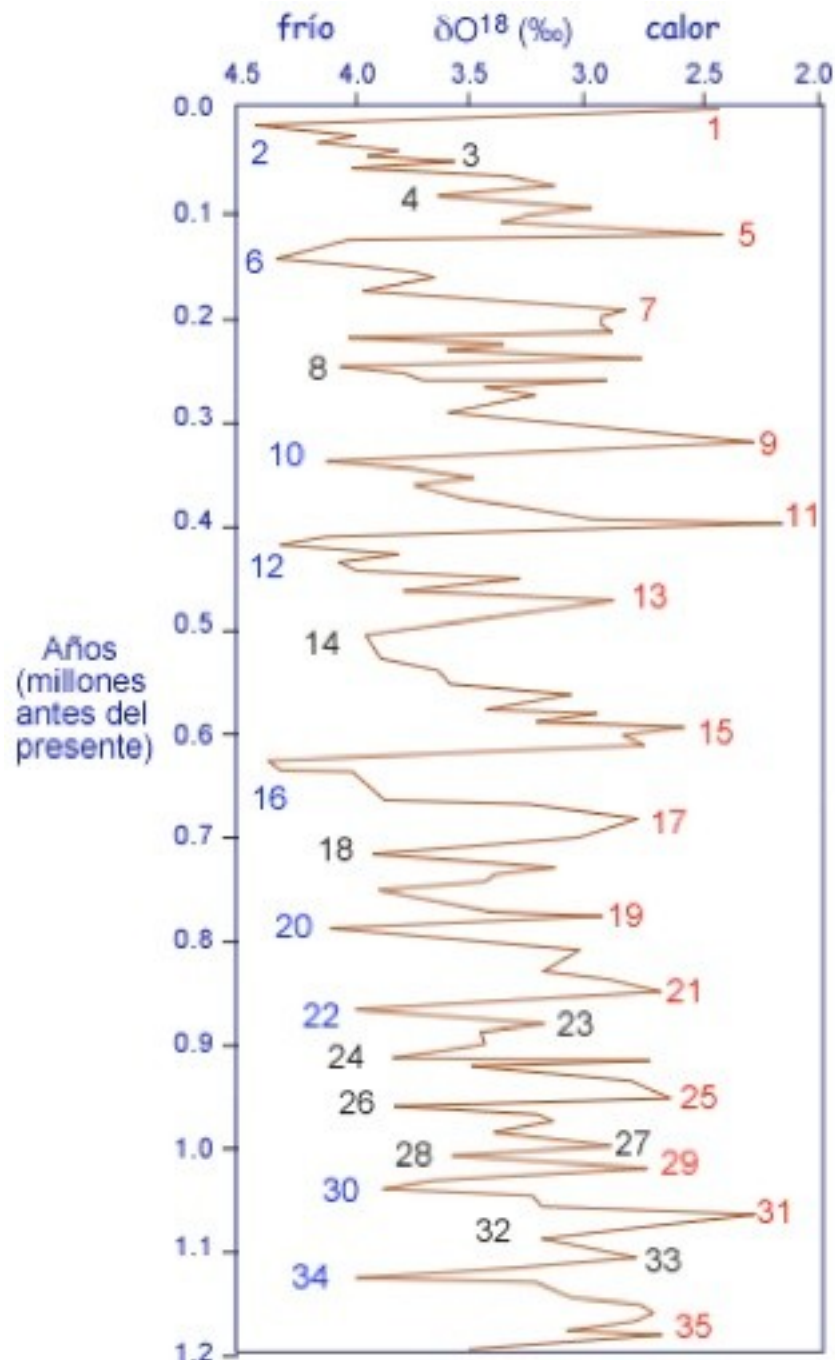


Fig. Detalle de los ciclos glaciales en el último millón de años según el análisis isotópico del oxígeno de los foraminíferos (proyecto SPECMAP). Se señalan con números los estadios isotópicos marinos (mis). En los interglaciares cálidos (números rojos) disminuye la ratio isotópica del oxígeno-18 en el agua del mar y en las conchas de los foraminíferos (nótese que la escala horizontal está invertida). En las glaciaciones (números azules) aumenta.

Capítulo 6. El interglacial Eemiense

1. Calor
2. Nivel del mar más elevado
3. Insolación diferente
4. Estabilidad del clima
5. Una importante incógnita: ¿cuándo y dónde comenzó el interglacial?

1. Calor

El interglacial Eemiense fue el penúltimo período cálido que la Tierra ha conocido durante el Cuaternario (el último es el actual: el Holoceno).

Según la datación más utilizada, pero que discutiremos más adelante, hace 127.000 años acabó la penúltima glaciación y comenzó un período de clima interglacial que duró varios milenios: el Eemiense. El interglacial dura hasta el 115.000 antes del presente, con una prolongación en Europa hasta el 106.000 antes del presente (por “presente” se entiende el año 1950).

El nombre que se le da en Europa al penúltimo interglacial procede del valle del río Eem, en Holanda, en donde se encontraron sedimentos de aquella época que contenían fósiles de fauna templada y polen de árboles frondosos. Se cree que en los momentos álgidos de aquel interglacial las temperaturas a escala global eran entre 1°C y 2°C superiores a las actuales. Los modelos que tienen en cuenta las diferencias de insolación en aquella época con respecto a la actual, así como los análisis polínicos, indican que en partes de Asia las temperaturas de Julio eran hasta 4°C superiores a las actuales (Kaspar, 2005). Excepcionalmente algunos modelos ponen en duda que la temperatura media global fuese más elevada (Winter, 2003).

En Inglaterra, en donde al período se le ha denominado Ipswichian, son abundantes los fósiles de hipopótamos y de otros animales que hoy sólo se encuentran en regiones tropicales y subtropicales. En Groenlandia, los sondeos en el hielo indican unas temperaturas, hace 123.000 años, unos 5°C superiores a las actuales (North Greenland Ice Core Project members, 2004). En el Artico disminuía la extensión del hielo invernal.

También las temperaturas de las aguas superficiales de los océanos eran más calidas que hoy. A partir del estudio de alquenonas y de la ratio Mg/Ca de los foraminíferos se deduce que las aguas superficiales de muchos mares estuvieron 2°C o 3°C más calientes que hoy (Lea, 2000; Pelejero, 2003; Martrat, 2004).

2. Nivel del mar más elevado

Según el estudio de las terrazas de coral, como las de la península de Huon, en Papua-Nueva Guinea, el nivel del mar alcanzó su cota más alta —y los hielos continentales su volumen mínimo— entre el 125.000 y el 120.000 antes del presente.

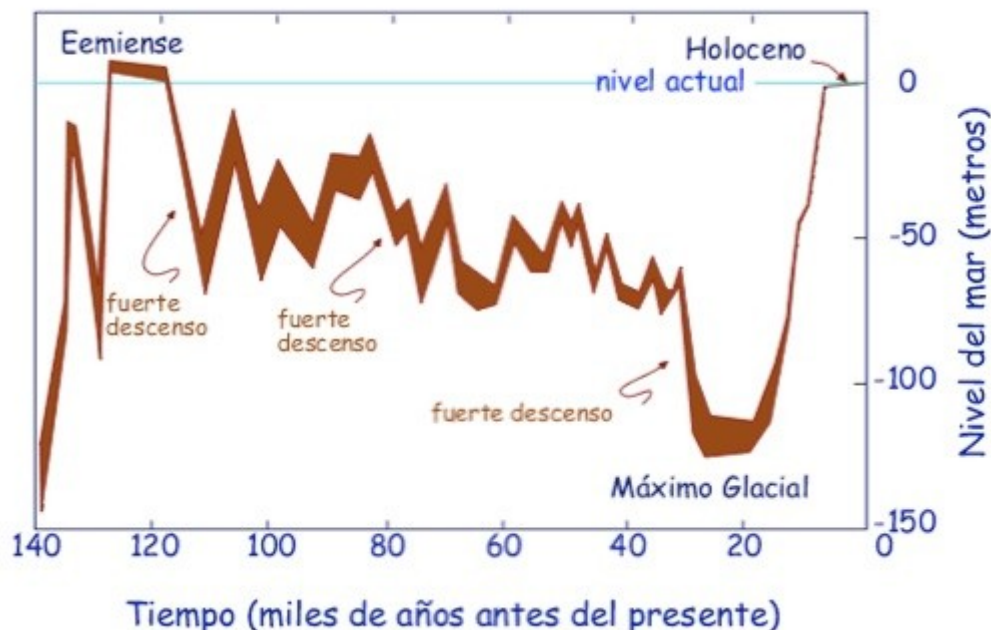


Fig. Nivel del mar según las terrazas de corales en el Último Ciclo Glacial

El nivel del mar quedaba entonces entre 4 y 6 metros por encima de la cota actual. Podía ser debido

a que una gran parte de la masa de hielo que hoy cubre la parte occidental de la Antártida no existiese entonces, pero también, y esta es otra hipótesis muy controvertida, a un deshielo casi completo en Groenlandia (Cuffey, 2000). En el sondeo Dye-3, en el sur de Groenlandia, se encontró hielo de aquella época, por lo que parece que el manto de hielo groenlandés permaneció casi inalterado (Oerlemans, 2006).

El alto nivel del mar durante la mayor parte del Eemiense implicaba ciertos cambios en las líneas de costa. Es posible que Escandinavia quedase convertida en una gran isla al quedar sumergida parte de Finlandia, con lo que se unían el Báltico y el Artico. Es posible también que el istmo de Jutlandia en Dinamarca quedase también convertido en una isla.

3. Insolación diferente

En el hemisferio norte, durante los meses del verano, la insolación era mucho mayor que en el presente y en los meses del invierno mucho menor, con lo que los contrastes estacionales eran más agudos que en la actualidad. En definitiva, en el hemisferio norte los veranos eran probablemente más calientes y los inviernos más fríos. Algunos análisis en corales parecen ratificarlo (Felis, 2004).

Estas diferencias de insolación se debían a que, durante el pico de este interglacial, la excentricidad de la órbita de la Tierra era mucho mayor que la actual y el perihelio ocurría durante el verano del hemisferio norte. La inclinación del eje terrestre era también ligeramente mayor que la actual. Estas tres características hacían que la estacionalidad fuera mucho mayor.

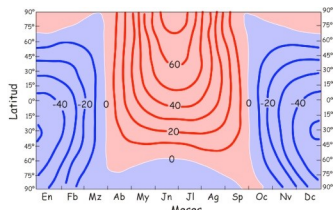


Fig. Diferencias de insolación (en W/m²) con respecto al presente en el tope de la atmósfera según la latitud y el mes del año hace 127.000 años (Winter A. et al. 2003)

4. Estabilidad del clima

Una incógnita sobre el interglacial Eemiense es si la estabilidad del clima durante aquellos milenios fue semejante a la del actual Holoceno, o si, por el contrario, el clima fue más variable.

Estudios de secuencias polínicas, como el realizado a partir de los sedimentos del lago Ioannina, en el norte de Grecia, parecen mostrar una escasa variabilidad del clima del Eemiense, que sería semejante a la del Holoceno actual (Frogley, 1999). Lo mismo señala el estudio isotópico del oxígeno del ópalo de las diatomeas sedimentadas en un paleolago de montaña francés, Ribains Maar (Shemesh, 2000), así como los estudios polínicos en los sedimentos de ese mismo yacimiento paleoclimático (Rioual, 2001).

Hace unos años, los estudios de los sondeos en los hielos de Groenlandia indicaron que dentro de aquel interglacial hubo períodos de fuertes y bruscos enfriamientos, pero parece que se trataba de un error de interpretación de los sondeos debido a los pliegues y fusiones ocurridos en las capas de hielo más profundas correspondientes a esa época.

De todas formas también aparecen en algunas partes indicaciones de la posibilidad de algún episodio de enfriamiento importante durante su transcurso. Por ejemplo, se deducen posibles intervalos de enfriamiento en el análisis de un arrecife de coral en las Bahamas, el cual presenta una bajada temporal del nivel del mar de unos 15 metros (McCulloch, 1999; Thompson, 2005). También del estudio de la concentración de diatomeas en los sedimentos de las aguas del lago Baikal se deduce algún episodio de enfriamiento importante.

Además, el análisis de las láminas anuales (varves) de los sedimentos de lagunas o maars en la región de Eifel, en Alemania, indican un importante período de frialdad y aridez en Europa Central hacia el final del interglacial, hace 118.000 años. Este evento probablemente relacionado con una

primera retirada del frente norte de la corriente atlántica del Golfo duró unos 400 años y tuvo un brusco inicio y final (algunos se plantean si algo similar podría ocurrir pronto, ya que la insolación veraniega de entonces (416 W/m^2 en Julio en 65°N) era muy parecida a la actual (428 Wm^2) (Sirocko, 2005).

Por lo tanto no tenemos la certeza de que el interglacial Eemiense tuviese durante todo su transcurso un clima tan estable como el del Holoceno. Lo más probable es que durante el período interglacial propiamente dicho (127.000 - 115 .000 antes del presente) tuviese un clima bastante homogéneo, pero que en el período que le sucedió (115.000 - 106.000 antes del presente) —que en muchos sitios, como Europa meridional, siguió siendo un período cálido— aumentase la variabilidad climática, con advenciones frías del norte hacia latitudes meridionales y con épocas de mayor sequía (Kukla, 2000).

5. Una importante incógnita: ¿cuándo y dónde comenzó el interglacial?

La discusión sobre las fechas de comienzo del Eemiense es importante ya que todavía es una incógnita el por qué y dónde se inició el deshielo de la penúltima glaciación (llamada Terminación II): en las latitudes altas del hemisferio norte, en las latitudes altas del hemisferio sur, o si se produjo debido al calentamiento de las latitudes tropicales.

Primera hipótesis: en el Polo Norte

Según la teoría canónica, se ha considerado que la entrada en los interglaciares siempre ocurría cuando los mantos de hielo del hemisferio norte se deshelaban debido a que la radiación veraniega en esas latitudes aumentaba.

Se sabe, por cálculos astronómicos relacionados con los movimientos de la Tierra, que la radiación solar recibida en los meses de verano en el hemisferio norte alcanzó un máximo hace 127.000 años. Esto habría sido el detonante de la fusión de los mantos de hielo septentrionales, reforzada luego porque el deshielo hizo que disminuyera el albedo terrestre.

Inmediatamente después, por encadenamientos oceánicos aún no bien comprendidos, la deglaciación se hubiera transmitido hacia el sur, hacia las latitudes tropicales y después hasta la Antártida.

Esta teoría pareció confirmarse cuando Imbrie y otros colegas derivaron la escala SPECMAP (spectral mapping time scale) de datación de los últimos ciclos glaciales mediante la sincronización de la curva de evolución de los isótopos de oxígeno de los foraminíferos con la curva de insolación veraniega en 65°N , derivada de la teoría de Milankovitch (Imbrie, 1984).

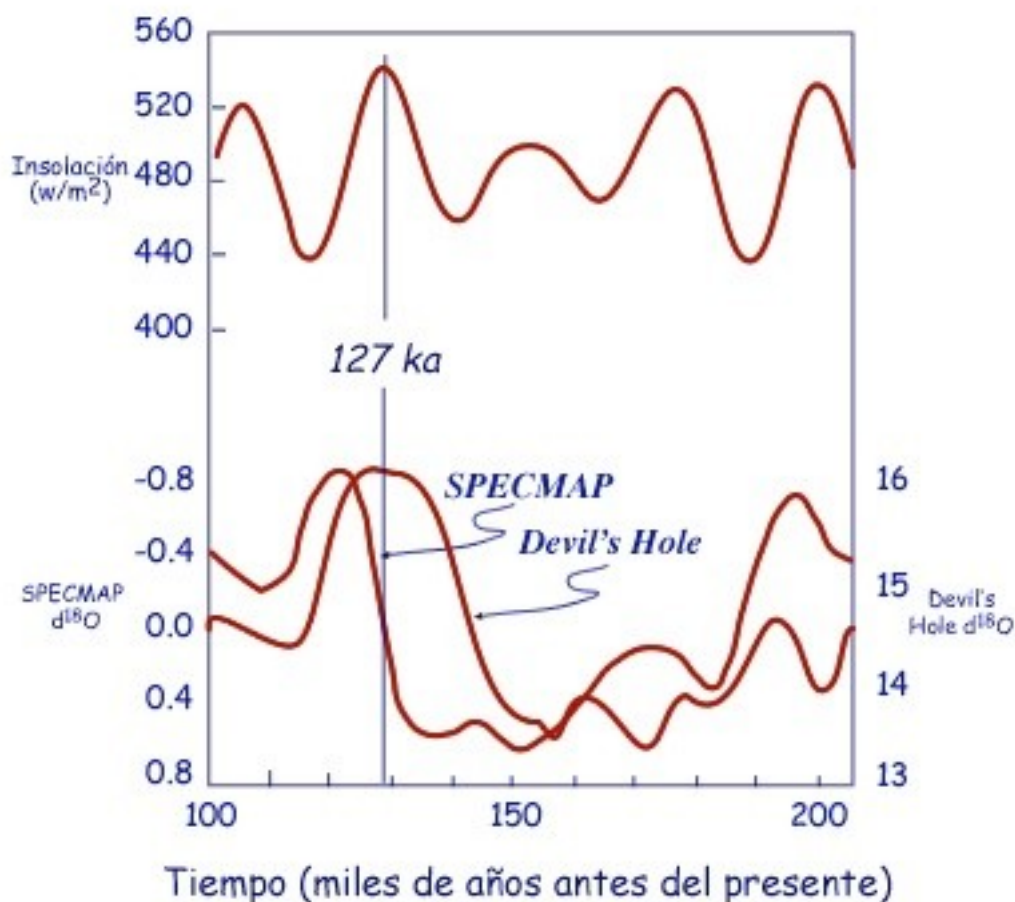


Fig. Curva de insolación en 65°N durante el mes de Junio en el transcurso de la penúltima glaciación Riss y durante el interglacial Eemiense.

Abajo: evolución de $\delta^{18}\text{O}$ durante la penúltima glaciación y durante el Eemiense según los foraminíferos estudiados por SPECMAP y según la caliza de la cueva de Devil's Hole en Nevada.

Segunda hipótesis: en el Polo Sur

Algunos análisis de los sedimentos oceánicos adelantan el comienzo del Eemiense al 135.000 antes del presente, o incluso antes (Henderson, 2000). También dataciones radiométricas de terrazas coralinas en las Bahamas, en Barbados y en Huon indican que el nivel del mar subió antes del 130.000, pues ya hacia el 135.000 antes del presente estaba sólo unos 20 metros por debajo del nivel actual (Gallup, 2002).

También los isótopos del oxígeno de la caliza de la cueva de Devil's Hole, en Nevada, parecen indicar que el Eemiense comenzó en el 135.000 o incluso antes (Karner, 2000). Los cambios de $\delta^{18}\text{O}$ de la caliza de la cueva dependen de la temperatura del agua de la lluvia local. Se sospecha, sin embargo, que los datos de Devil's Hole representan variaciones del clima específico de Nevada y California y no del clima global (Herbert, 2001).

Si se acepta el adelanto de la deglaciación, la insolación recibida en verano en el hemisferio norte no pudo ser el detonante del interglacial Eemiense, ya que entonces era todavía demasiado baja como para provocar un calentamiento suficiente para el deshielo.

Resulta entonces que quizás la clave habría que buscarla en la insolación de las latitudes altas del hemisferio sur. En efecto, la insolación de verano en la latitud de 65° del hemisferio sur alcanza su máximo en el 138.000 antes del presente, lo que podría quizás explicar que fuese el sur y no el norte

el detonante de la deglaciación, al afectar especialmente al hielo marino que circunda la Antártida. Según esto, la reducción de la banquisa de hielo austral facilitaría luego el transvase de CO₂ del mar a la atmósfera, provocando un feedback positivo de calentamiento que aceleraría la deglaciación en ambos hemisferios.

Tercera hipótesis: en el Trópico

Una tercera hipótesis explica la Terminación II y el origen del interglacial Eemiense no en el norte ni el sur, sino en el Trópico, debido más específicamente al calentamiento de las aguas del Pacífico. En este sentido, algunos sondeos en el Pacífico Tropical indican, a partir de la evolución Mg/Ca de los foraminíferos, que la datación de los cambios térmicos de la superficie del mar coinciden más con la datación de Devil's Hole que con la datación tradicional derivada de Milankovitch (Lea, 2000; Kerr, 2003). También en un sondeo realizado en la cálida región oceánica de Indonesia, al sur del Borneo, parece claro que el calentamiento de la temperatura del mar antecedió en unos 2.000 o 3.000 años al deshielo en los polos (Visser, 2002).

La temperatura del agua superficial en tiempos pasados puede ser estimada a partir del análisis de las alquenonas. En un sondeo frente a las costas de Nueva Zelanda, se observa el considerable aumento, de 12°C a 19,5°C, en la temperatura media del agua frente a Nueva Zelanda al entrar en el interglacial Eemiense (en la actualidad la temperatura es de unos 15°C) (Pelejero, 2003). En otro sondeo en el Pacífico subtropical, frente a la costa de Perú, se deduce también a partir del análisis de las alquenonas que allí el aumento térmico comenzó hace 150.000 años, mucho antes, por lo tanto, que el comienzo del Eemiense (Calvo, 2001).

Quizás los cambios térmicos en los océanos tropicales, originados por las variaciones astronómicas de ciertos parámetros de la insolación —especialmente el de la excentricidad de la órbita— modificaban el intercambio de CO₂ mar/atmósfera y en consecuencia alteraban el clima mundial. Pero también es posible que los datos de los sondeos, aún muy escasos, no sean extrapolables al conjunto del globo y no reflejen sino cambios marinos locales.

Gradiente térmico

Hay todavía otras hipótesis más sofisticadas que podrían explicar el comienzo del Eemiense. Una es que en las épocas de menor gradiente norte-sur de insolación, como la existente hacia el 140.000 antes del presente, se producía un menor aporte de humedad desde las latitudes bajas a las altas, lo que producía una precipitación de nieve invernal insuficiente para mantenerse todo el año.

Capítulo 7. La Última Glaciación

1. El comienzo en el Hemisferio Norte

2. ¿Y el Hemisferio Sur?

3. El papel de los gases invernadero

1. El comienzo en el Hemisferio Norte

Según la hipótesis hasta ahora más aceptada el fin del cálido interglacial Eemiense y el comienzo de la Última Glaciación se inició hace 115.000 años, cuando las nieves que caían durante el invierno en el norte de Canadá comenzaron a resistir el verano, sin licuarse del todo. En las regiones de Labrador y de la Tierra de Baffin, una pequeña bajada de las temperaturas veraniegas sería suficiente, aún hoy, para que la nieve sobre el suelo persistiese de un año a otro sin derretirse. Hacia el 115.000 antes del presente se daban unas condiciones de insolación idóneas para que tal cosa ocurriera. Debido a los ciclos de Milankovitch —especialmente el referido a la excentricidad de la órbita terrestre— durante el transcurso del interglacial se produjo en esas latitudes altas del hemisferio norte una transición rápida desde una insolación veraniega fuerte a otra mucho más débil. En poco más de diez milenios, entre el 125.000 y el 115.000 antes del presente, hubo una

disminución de más de 100 W/m² en la intensidad de radiación solar recibida en 65°N (de 550 W/m² a unos 440 W/m²).

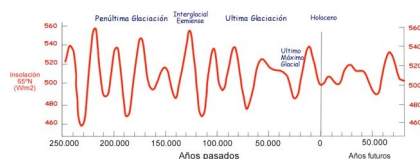


Fig. Variaciones de la insolación en Junio en 65°N en los últimos 250.000 años y en los 50.000 años futuros

En el 115.000 antes del presente, el perihelio de la órbita anual de la Tierra alrededor del Sol —la época del año de máxima proximidad al Sol—, ocurría en el invierno del hemisferio norte, igual que acontece en el presente. Y el afelio —el momento de mayor lejanía de la Tierra al Sol—, se producía en el verano del hemisferio norte. Por otra parte, la excentricidad de la órbita era mayor que la actual y la inclinación del eje era menor. Estos factores reunidos producían un menor contraste estacional que el que existe hoy en el hemisferio norte, es decir, una insolación invernal más alta y, lo que es más importante, una insolación veraniega más baja.

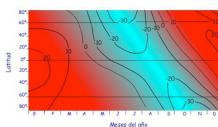


Fig. Diferencias de insolación hace 115 mil años con respecto al presente (en W/m²) según el mes y la latitud. Los valores negativos son los de la zona azul. Se observa que en el hemisferio norte la insolación era menor que ahora durante los meses de verano (Jn-Jl-Ag). En el hemisferio sur, sin embargo, los más desfavorecidos eran los meses de la primavera austral (Sp-Oc-Nv).

Una vez que la nieve resistía la fusión del verano, las primeras nieves del siguiente otoño, a diferencia de lo que ocurre hoy, encontraban un terreno favorable sobre el que poder cuajar y acumularse. El color blanco de la nieve producía una superficie muy reflectante, aumentaba el albedo, disminuía la insolación absorbida y, por un mecanismo de retroalimentación positiva, facilitaba la progresiva acumulación de más nieve.

Además, en los bordes meridionales de aquellas regiones árticas cubiertas de nieve la degradación de los bosques de la taiga, debido al refrescamiento del verano, daban lugar a un paisaje de tundra mucho más claro. La blancura de la nieve caída en la tundra hacía aumentar el albedo. De esta forma se producía una agudización del frío y quedaba anulado el aumento de la insolación invernal. Para algunos paleoclimatólogos el papel jugado por este cambio del color de los paisajes en las altas latitudes fue decisivo en el comienzo de la glaciación (Noblet, 1996).

Hacia el 115.000 antes del presente comenzó la glaciación. En el Océano Ártico, los sedimentos marinos parecen indicar que por aquellos años se produce una frenada bastante brusca de la circulación termohalina, que coincide con el aumento de la extensión de la banquisa helada, lo cual favorece aún más el aumento del albedo y el enfriamiento. En el sur de Europa el clima se mantuvo relativamente caliente durante varios milenios más, hasta que una gran pulsión de agua fría polar con icebergs procedentes de los mantos septentrionales ya formados, alcanzó la latitud de Portugal hacia el 106.000 antes del presente. Terminaba así definitivamente el Interglacial Eemense y comenzaba la Última Glaciación.

2. ¿Y el Hemisferio Sur?

Uno de los mayores interrogantes paleoclimáticos es saber por qué el hemisferio norte y el hemisferio sur entraron casi sincrónicamente en la última glaciación, ya que la geometría orbital en el 115.000 antes del presente, que implicaba la existencia de veranos boreales frescos, no provocaba lo mismo en el hemisferio austral, en donde la disminución radiativa entonces recaía en la primavera y no en el verano.

Como hemos indicado, según la teoría clásica de Milankovitch, la glaciación debió haber

comenzado en el hemisferio norte. Ahora bien, los yacimientos paleoclimáticos del hemisferio sur indican que allí también se produjo casi simultáneamente, hacia el 115.000 antes del presente, un recrudecimiento del frío, con avances de los glaciares del sur de los Andes, de la Patagonia y de la banquisa de hielo que circunda la Antártida.

El mecanismo de transmisión de la glaciación de un hemisferio a otro no está todavía muy claro. Hay incluso indicios de que en los Mares del Sur el enfriamiento que marcó el final del Eemiense comenzó varios milenios antes que el 115.000 antes del presente, es decir, antes de que se dieran las condiciones adecuadas para el inicio de la glaciación en el hemisferio norte (Ikehara, 1997). De la comparación de las mediciones en los hielos de Groenlandia y de la Antártida, no se puede deducir tampoco que la glaciación en el norte precedió a la del sur. Sólo cuando consigamos tener resoluciones temporales inferiores a los 500 años para la época del comienzo de la última glaciación, se podrá aclarar el problema de la interconexión de los dos hemisferios.

En el caso de que la glaciación comenzara en las latitudes altas del hemisferio norte, es posible que una disminución en la circulación termohalina oceánica provocara el enfriamiento de la Antártida. Ocurre que en las épocas cálidas interglaciales, como la actual, parte del agua profunda que se forma en el Atlántico Norte (NADW, North Atlantic Deep Water) aflora en los Mares del Sur tras recorrer todo el Atlántico por niveles profundos e intermedios. Esta masa de agua aflorante, aunque fría, no lo es tanto como la que se forma en la costa antártica (AABW, Antarctic Bottom Water), por lo que modera el intenso frío del aire que rodea, cerca de la costa, al continente austral. Una vez comenzada la glaciación en el hemisferio norte, la circulación termohalina atlántica se debilita y disminuye el afloramiento austral, por lo que las capas de agua de los Mares del Sur quedan más estratificadas y se enfrían. Al final, como consecuencia, la Antártida también se enfría.

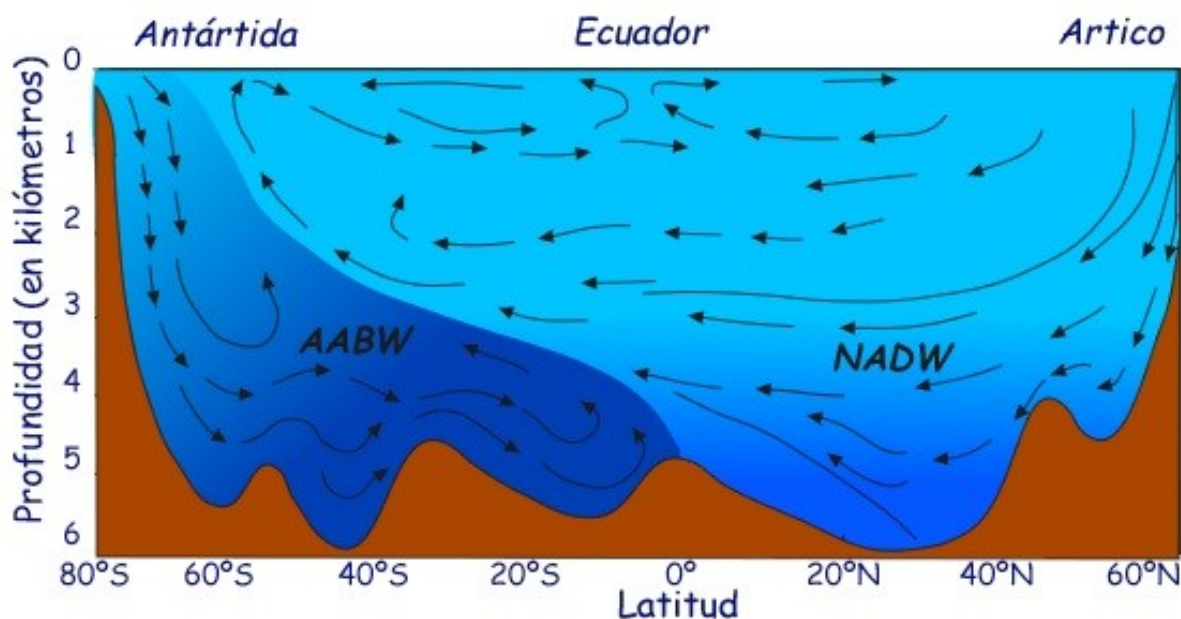


Fig. Corte vertical esquemático de las aguas y corrientes profundas en el Atlántico en la actualidad. En el circuito termohalino el agua superficial se hunde en las latitudes altas. En las cercanías del Artico se forma la masa de agua denominada NADW (North Atlantic Deep Water) y en las cercanías de la Antártida la masa de agua, aún más densa, denominada AABW (Antarctic Bottom Water).

Otra hipótesis, que pondría el acento en el hemisferio sur, es que el incremento de la banquisa invernal que rodea la Antártida, muy sensible a los cambios térmicos del aire, unido al incremento de la salinidad del agua, pudo también provocar una mayor producción de AABW. Esta masa de agua muy fría, que avanza hacia el norte del Atlántico por las profundidades, pudo incrementar la estabilidad vertical del agua al llegar al Atlántico Norte, reducir allí la producción de NADW y frenar la circulación termohalina y, en consecuencia, incrementar el enfriamiento (Liu, 2005).

3. El papel de los gases invernadero

Un posible mecanismo de agudización de la glaciación y de transmisión del frío al hemisferio austral fue la disminución a escala global de los gases invernadero: dióxido de carbono, metano y vapor de agua.

Gracias al análisis del aire atrapado en las burbujas de las capas del hielo que recubren Groenlandia y la Antártida, se conoce cómo fue variando a lo largo de los últimos ciclos glaciales la concentración de algunos de los gases invernadero y de los aerosoles atmosféricos (Fischer, 1999). Este conocimiento es especialmente preciso en lo que concierne al último ciclo glacial, desde hace 130.000 años hasta la actualidad. El análisis de los cambios en la concentración de estos gases aporta mucho de lo que sabemos acerca de la evolución del clima global en este período.

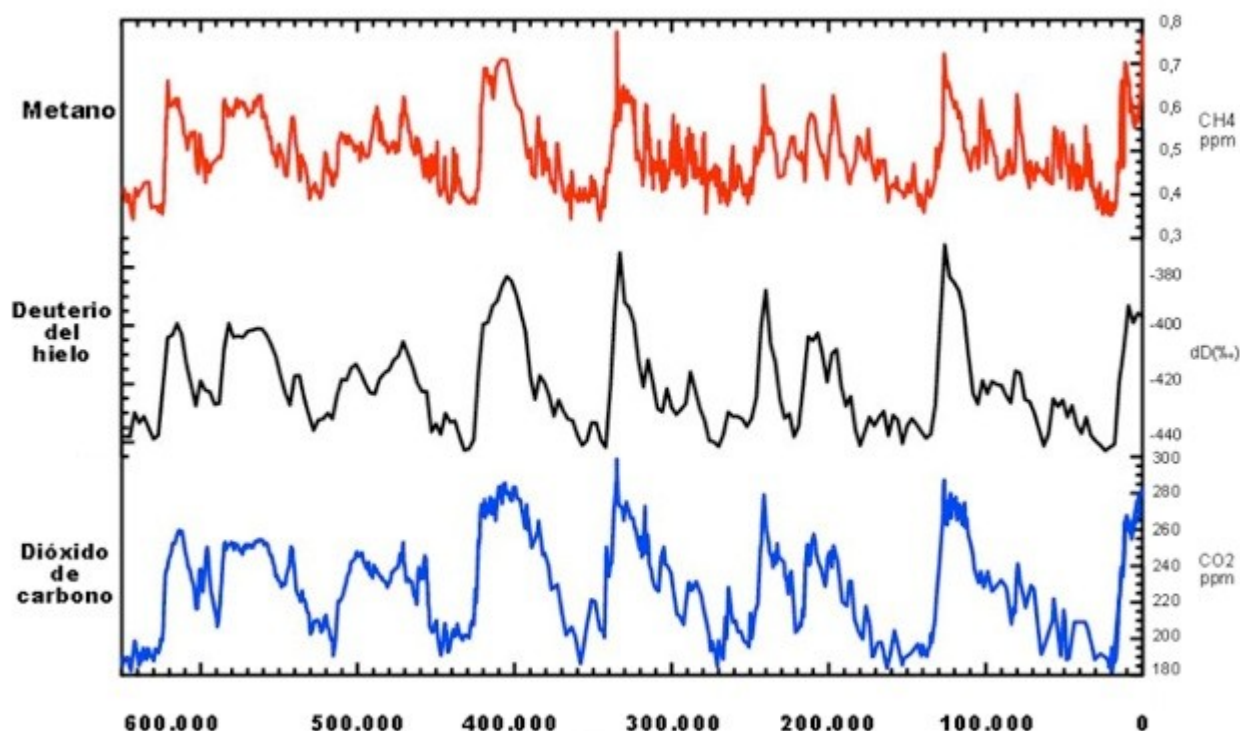


Fig. Variación de las concentraciones de metano y dióxido de carbono, y variación del deuterio del hielo (que depende de la temperatura), en los últimos 600.000 años (sondeo EPICA, Antártida).

El dióxido de carbono

Los hielos indican que en el período que transcurrió desde el interglacial Eemiense, hace 125.000 años, al Último Máximo Glacial, hace 22.000 años, la concentración de CO₂ bajó de unas 300 ppm hasta unas 200 ppm. Luego, durante la última desglaciación, aumentó de nuevo hasta elevarse a unas 280 ppm al inicio del Holoceno, hace unos 11.500 años. Tras el advenimiento de la era industrial, que comenzó hacia el año 1750, aumentó de nuevo y ya en nuestros días alcanza aproximadamente las 390 ppm.

El descenso de la concentración de CO₂ en el transcurso de la última glaciación no fue uniforme sino que justo después de algunos eventos Dansgaard de calentamiento, que analizaremos luego, aumentaba en unas 20 ppm y posteriormente disminuía otra vez. Los análisis detallados de la evolución del CO₂ atrapado en los hielos de la estación de Taylor Dome, en la Antártida, muestran cuatro claros episodios de incremento de CO₂ y de subida térmica entre el 70.000 y el 20.000 antes del presente (Indermühle, 2000).

¿Qué relación existía entre la evolución del CO₂ y la evolución de las temperaturas?

Si se compara la evolución de las temperaturas y la evolución de las concentraciones de CO₂, se observa que casi siempre los cambios térmicos preceden a los cambios en el CO₂. Así, durante la

entrada en la última glaciación, al final del Eemense, el descenso térmico fue mucho más rápido que el descenso de la concentración de CO₂, la cual se mantuvo alta durante unos cuantos miles de años más, a pesar de que el frío ya se había hecho notar. Por lo tanto, según las burbujas de aire atrapadas en los hielos de Groenlandia y de la Antártida, la curva de evolución térmica en los últimos 150.000 años es parecida a la de la evolución de la concentración de CO₂, pero con diferencias y desfases muy significativos.

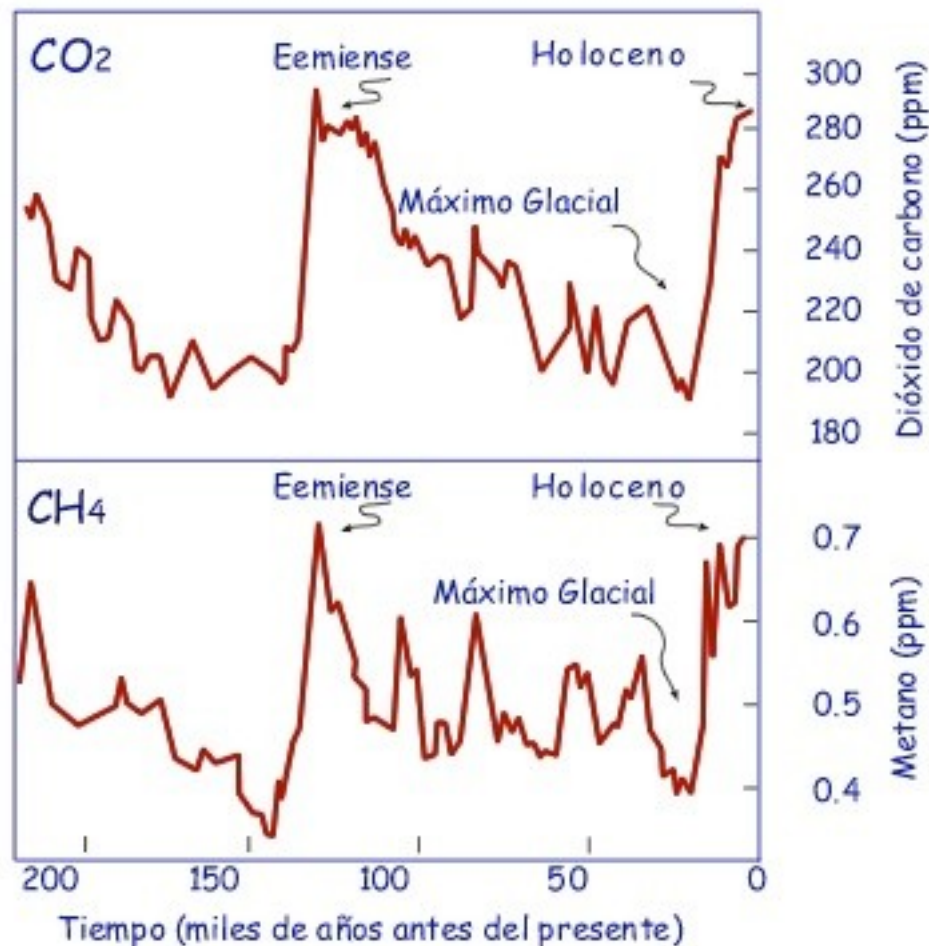


Fig. Evolución de las concentraciones de CO₂ y CH₄ en la glaciación

La diferencia de unas 80 ppm en la concentración de CO₂ entre el Eemense y el Último Máximo Glacial no es suficiente como para explicar por sí sola las diferencias de temperatura. El forzamiento radiativo provocado por la diferencia de 80 ppm en la concentración atmosférica de CO₂ sería de unos 2,4 W/m², lo que teóricamente supondría un cambio de temperatura, sin otros efectos de retroalimentación añadidos —como el del aumento del albedo debido a los mantos de hielo—, de sólo 0,7°C. Sin embargo, la temperatura media global durante la Última Glaciación era unos 7°C inferior a la actual. Modelos informáticos que mantienen estable la insolación modificando la concentración de CO₂ muestran lo mismo: que los ciclos glaciales e interglaciales no pueden explicarse por los cambios en la concentración atmosférica de CO₂, aunque estos cambios contribuyesen a ellos (Loutre, 2000). Sin embargo, según Shackleton, la disminución en unas 80 ppm en la concentración atmosférica de CO₂ tuvo más importancia a escala global que la retroalimentación producida por el aumento del albedo en las regiones árticas (Shackleton, 2000). El CO₂ atmosférico disminuía durante las glaciaciones. ¿Por qué lo hacía? Probablemente porque variaban los intercambios de CO₂ entre la atmósfera y los océanos.

Se cree que la actividad fitoplanctónica era mayor durante las glaciaciones. El bombeo biológico de

carbono hacia el fondo del mar era más intenso, y eso fue lo que hizo que bajase la concentración de CO₂ atmosférico. Quedan, sin embargo, muchos interrogantes por aclarar (Elderfield, 2000). Según esta teoría, en las épocas glaciales aumentaba la actividad planctónica gracias al polvo continental arrastrado al mar por los intensos vientos que soplaban desde los continentes (Martin, 1990). Debido al clima más árido, estos vientos barrían zonas desnudas de vegetación más extensas que las actuales, y levantaban y acarreaban hasta el mar mayor cantidad de partículas de polvo, ricas en hierro. No se ha llegado aún a un consenso sobre el factor hierro en la productividad marina global, pues la concentración de nutrientes es muy diferente en unos mares y en otros (Paytan, 2000). Pero sí que es posible que un mayor aporte de hierro a la superficie de los océanos produjese una mayor fijación oceánica del CO₂ atmosférico y una reducción de su concentración en la atmósfera (Watson, 2000).

Sin embargo, estudios recientes sobre la productividad biológica en el último ciclo glacial, realizados en numerosos sondeos marinos, indican que el bombeo biológico no puede dar cuenta más que de la mitad de esa disminución atmosférica de 80 ppm del CO₂ (Kohfeld, 2005).

Algunos investigadores piensan que, en la intensificación de la fotosíntesis marina, tuvo más importancia la ralentización de la desnitrificación que el mayor o menor aporte de hierro. La desnitrificación es el proceso contrario al de la fijación de nitrógeno. Es el transvase de nitrógeno desde el agua hacia el aire. El nitrógeno pasa de estar en forma de iones disueltos de nitrato (NO₃⁻) en el agua a estar en forma de moléculas gaseosas (N₂) en el aire. Este proceso es realizado por ciertas bacterias que actúan en aguas pobres en oxígeno y en los lechos oceánicos. La desnitrificación es negativa para la productividad biológica, al privar al agua de nitrógeno disuelto, nutriente fundamental del plancton. Al parecer, la desnitrificación disminuyó de intensidad durante la glaciación, con lo que en el agua había una mayor disponibilidad de nitratos, más producción biológica y una mayor fijación fotosintética de CO₂.

Se cree también que durante la Última Glaciación una parte de la disminución del CO₂ atmosférico fue debida a una menor ventilación de las aguas debido a la expansión de la banquisa polar austral en invierno, que reduciría la comunicación entre el mar y la atmósfera (Keeling, 2001; Gildor, 2001; Sigman, 2004). La tapadera de hielo marino afectaría a una extensa zona de aguas polares en donde hoy aflora una masa de agua intermedia, fría y rica en CO₂.

En cuanto al efecto del viento sobre la concentración atmosférica de CO₂ existe una contradicción teórica. Por una parte, una mayor intensidad del viento durante la glaciación, especialmente de los alisios, intensificaría el afloramiento de aguas frías, intermedias o de fondo, en la zona tropical, y, especialmente, en sus costas orientales. Con el afloramiento de aguas frías se produciría un mayor trasvase de CO₂ del mar a la atmósfera. Pero, por otra parte, gracias al mayor afloramiento (upwelling), también subirían hacia superficie más nutrientes, lo que intensificaría la vida fitoplanctónica y el bombeo biológico, es decir, el trasvase de CO₂ de la atmósfera al mar. No es fácil dilucidar cuál de estos dos efectos opuestos tendría entonces más fuerza.

El metano

El análisis de las burbujas de aire atrapadas en los hielos de Groenlandia y de la Antártida han permitido averiguar que durante los últimos 150.000 años la concentración atmosférica de metano (CH₄) ha ido variando de forma muy pareja a la evolución de la temperatura media planetaria. Su concentración aumenta abruptamente en los períodos cálidos y disminuye en los períodos fríos. El desfase de sus variaciones con respecto a las variaciones térmicas es mucho menor que en el caso del dióxido de carbono.

La reducción en las latitudes altas de la extensión de las zonas pantanosas y de las turberas, así como la reducción de la actividad biológica debido al frío y a la expansión de los suelos congelados (permafrost), hizo disminuir drásticamente las emisiones de metano, CH₄, potente gas invernadero. También es posible que las emisiones de metano procedentes de los hidratos congelados del subsuelo marino disminuyesen. Durante el Último Máximo Glacial, la concentración de metano era

de aproximadamente 0,35 ppm, tan sólo la mitad del nivel de 0,70 ppm a que se elevó al principio del Holoceno (Chapellaz, 1990).

El metano proviene fundamentalmente de la fermentación anaeróbica de la materia orgánica que se produce en el fondo de humedales. Una vez en la atmósfera, su destrucción, por oxidación, es bastante rápida. La edad media de una molécula de metano en la atmósfera es de tan sólo unos 12 años. Por eso, la concentración atmosférica responde rápidamente a la intensidad de las emisiones terrestres. Si éstas disminuyen, la concentración se reduce en muy poco tiempo y viceversa. Los cambios son casi simultáneos a escala global ya que la circulación global del aire hace que las moléculas de metano se esparzan rápidamente por toda la troposfera.

Según la teoría tradicional, la evolución del metano en el transcurso de la última glaciación muestra fluctuaciones relacionadas con la fuerza de los monzones tropicales del hemisferio norte.

Monzones más intensos crean humedales en algunas regiones de África y Asia que en los períodos glaciales permanecen semiáridas, convirtiéndolas, temporalmente, en fuentes de gas metano. Por el contrario, la debilidad de los monzones provoca la vuelta a condiciones de sequedad y a una menor producción de metano, con lo que su concentración atmosférica se reduce en poco tiempo. Se supone que las emisiones biológicas de metano a la atmósfera son mayores cuando sobre la superficie terrestre existe más calor y más humedad. Entonces aumenta la metanogénesis, debido a la mayor actividad bacteriana. Por lo tanto se supone que el frío y la sequedad que acompaña a los períodos más fríos provocarán una disminución de sus emisiones.

Sin embargo se da la paradoja de que durante el Último Máximo Glacial aumentó en algunas zonas la extensión de los humedales (Kaplan, 2002). Por ejemplo, la emersión de las plataformas continentales costeras, de relieves muy planos, provocó la formación de vastos humedales, especialmente en Beringia, en el mar de la Sonda, de Indonesia y de Nueva Guinea, así como en las costas de Norteamérica y de Sudamérica. Por otra parte la disminución del nivel de algunos lagos subtropicales los convirtieron en humedales y marismas, y por lo tanto el metano formado en sus fondos lograba escaparse a la atmósfera gracias a la poca profundidad del agua. Por el contrario, en los períodos lluviosos, algunas extensiones pantanosas productoras de metano pasaban a convertirse en lagos más profundos, en donde las burbujas del metano producido en el fondo eran consumidas por otras bacterias metanotróficas antes de salir a la atmósfera. Esto contrarrestaba en parte la disminución de emisiones, que se producía allí donde la sequía agostaba por completo zonas de humedales existentes en épocas más cálidas (Noblet-Ducoudre, 2002). Por lo tanto, hay cierta incertidumbre con la teoría tradicional según la cual existe una relación directa a escala global entre la cantidad de lluvia y la emisión de metano.

Las variaciones de las condiciones tropicales no son probablemente ni la única ni la principal causa de los cambios en la producción natural de metano. También influye lo que pasa en las zonas de tundra de las latitudes altas y en las plataformas costeras del Ártico. En las fluctuaciones de los períodos Dansgaard-Oeschger, los cambios de la concentración de metano atmosférico parecen provenir más bien de estas variaciones en las latitudes altas que de los cambios en los monzones tropicales (Dällenbach, 2000). En los períodos cálidos, la descongelación de regiones anteriormente afectadas por permafrost ocasionaría la extensión de las marismas, productoras de metano. Esto también parece deducirse de las variaciones de la concentración de iones de amonio NH_4 en algunos sondeos de Groenlandia (Hansson, 2001). Al igual que el metano, los iones de NH_4 aumentan en los períodos cálidos, pues son producidos por la actividad biológica de los suelos, que se incrementa con la temperatura. Ahora bien, el período de residencia en la atmósfera de estos iones es muy corto, de tan sólo diez días, por lo que la fuente de los iones precipitados en Groenlandia debe ser cercana, y no puede ser tropical. Por lo tanto, parece que los humedales de las latitudes altas se extendieron en los interstadiales cálidos, lo que contribuiría al aumento de la concentración atmosférica de metano. También es posible que, en las plataformas sumergidas del Ártico, el calentamiento del agua provocase la desestabilización del fondo oceánico y el descongelamiento de los clatratos, metano congelado que se sublimaba y se escapaba al aire (Blunier, 2000).

La reducción de la vegetación y de los bosques y, consecuentemente, de las emisiones de isoprenos y monoterpenos (VOC, volatile organic compounds) también pudo influir en una menor concentración de ozono troposférico y de metano en la atmósfera, ya que la reducción de VOC y de N₂O (óxido nitroso) provoca una menor producción de ozono y también una mayor concentración de los radicales OH que destruyen el metano (Valdés, 2005).

El vapor de agua

La disminución del vapor de agua en la atmósfera, debido a la disminución de la capacidad higrométrica del aire causada por el frío, actuaría también como un importante feedback de enfriamiento. Piénsese que en las regiones subtropicales, que pasaron en el transcurso de la glaciación de semiáridas a áridas, una disminución de la concentración absoluta del vapor de agua del 0,1 % al 0,01 % implicaría una disminución de la retención del flujo saliente de la energía infrarroja terrestre de nada menos que 26 W/m² (Pierrehumbert, 1998). Por eso, algunos autores creen ver en los cambios de humedad del Trópico la clave principal de la propagación de los cambios climáticos a escala global. No es fácil determinar la disminución global que se produjo, ya que el vapor de agua no se distribuye homogéneamente en la troposfera. Sin embargo, se ha calculado que en el Trópico, en la capa límite superficial, de 0 km a 3 km, era un 20 % menor que en la actualidad y, por observaciones en los hielos de los Andes, se cree que en la alta montaña era un 50 % menor. Esas diferencias de la concentración de vapor de agua serían por sí solas suficientes para explicar una disminución de 3°C o 4°C en la temperatura global.

Capítulo 8. Variabilidad climática durante la Última Glaciación

1. Fases en la última glaciación

2. Variabilidad climática

3. Eventos Heinrich y episodios Dansgaard-Oeschger

4. Variabilidad en el Trópico

1. Fases en la Última Glaciación

No se puede ser muy riguroso al concretar fechas y períodos para limitar las fases de la Última Glaciación a escala global. De todas maneras, sin tener en cuenta los eventos cortos de calentamiento y enfriamiento, que estudiamos más adelante (eventos Heinrich y episodios Dansgaard-Oeschger), podemos subdividir la última glaciación guiándonos por los tres descensos más bruscos del nivel del mar, que tuvieron lugar aproximadamente hacia el 115.000, el 80.000 y el 30.000 antes del presente, según las terrazas coralinas y la evolución de los isótopos del oxígeno en los foraminíferos béticos.

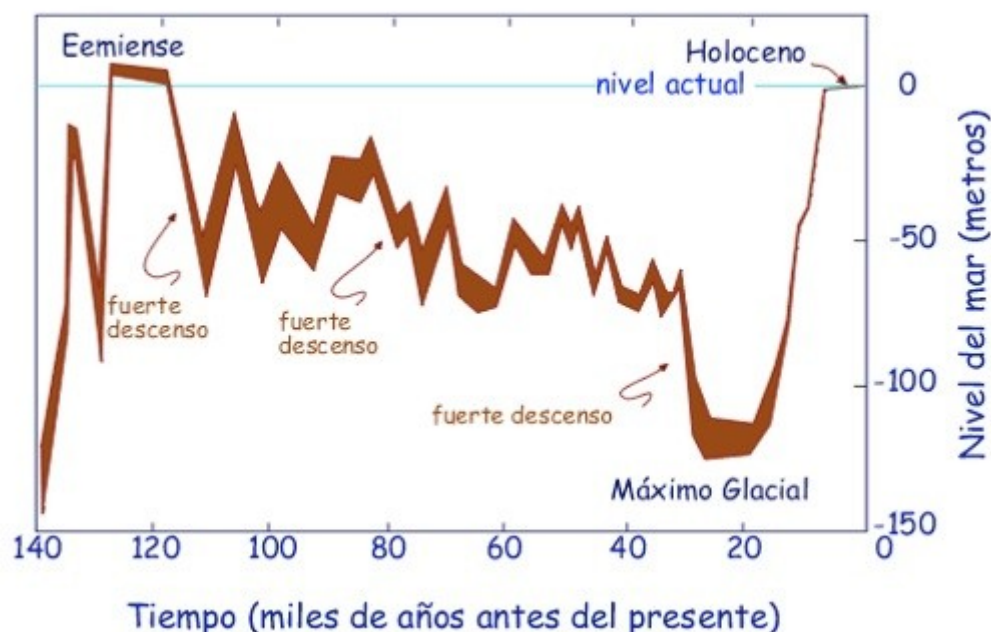


Fig. Nivel del mar durante los últimos 140.000 años según las terrazas de coral de Huon (Nueva Guinea). Se señalan tres fases de descenso fuerte hacia el 115.000, 80.000 y 30.000 antes del presente aproximadamente. La anchura de la línea de variación indica la incertidumbre en el análisis (Chappell, 1974)

Primera fase, 115.000 – 80.000 antes del presente

La Última Glaciación (llamada Würm, en Europa, y Wisconsin, en América) comenzó hace 115.000 años, con una primera transición al frío que en muchas partes ocurrió rápidamente. En esta primera fase, en los océanos se pasó del estadio isotópico marino 5e al 5d, con una bajada significativa de $\delta^{18}\text{O}$ del agua.

Esta disminución de $\delta^{18}\text{O}$ fue debida: 1) a una merma del volumen de agua en los océanos, por una acumulación rápida de hielo continental, que supuso una bajada del nivel del mar en unos 50 metros en unos pocos milenios, y 2) a un descenso de las temperaturas de las aguas abisales superior a 1,5 °C.

En muchos yacimientos continentales también se señala con claridad este comienzo del enfriamiento. Por ejemplo, según las series temporales de polen de algunos yacimientos europeos, como el de la Grand Pile, al sur de los Vosgos, hacia el 115.000 antes del presente, en solamente un siglo, se pasó de una vegetación templada de carpes y avellanos, típica del Eemense, a otra mucho más fría de pinos, piceas y abedules (Woillard, 1979).

Después, según este registro de polen de Grand Pile, durante los primeros treinta milenios de la glaciación, entre el 115.000 y el 80.000 antes del presente, el tiempo se enfrió en el norte de Europa, pero no lo suficiente como para acabar con la vegetación arbórea.

Más al sur, en el Mediterráneo central, un yacimiento muy completo de polen, el del lago Grande de Monticchio, en el sur de Italia, indica también una primera parte de la glaciación bastante cálida (Allen, 1999). Aquí apenas parece notarse el enfriamiento inicial del 115.000 y el clima se mantiene cálido casi hasta el 75.000 antes del presente, cuando se entra definitivamente en la glaciación. De todas formas, en el transcurso de los primeros cuarenta milenios de clima templado, existió un estadal muy frío, coincidente con el frío septentrional, ocurrido hacia el 85.000 antes del presente, que apenas duró unos siglos, pero que rompió en Monticchio, y probablemente en todo el Mediterráneo, el clima benigno de la primera parte de la glaciación.

Además, recientes estudios de espeleotemas en cuevas de la isla de Mallorca, conectadas subterráneamente con el mar, indican que el nivel de éste se elevó durante un corto período al final

de esta primera fase glacial, hacia el 81.000 antes del presente, hasta un metro por encima del nivel actual (Dorale, 2010). La subida fue rápida, a un ritmo de 2 m por siglo, y también lo fue la bajada.

Segunda fase, 80.000 - 30.000 antes del presente

Hubo una segunda gran acumulación de hielo en los continentes hacia el 80.000 antes del presente, con una bajada del nivel del mar de otros 20 metros. En la Grand Pile los árboles fueron sustituidos por una vegetación de tundra, con hierbas y arbustos exclusivamente. Espeleotemas de una cueva en el suroeste de Francia, en Villars, indica un enfriamiento medio superior a los 10°C (Genty et al., 2003) y en Ioannina, en Grecia, el polen arbóreo casi desaparece (Tzedakis, 2002). Esta segunda fase, con sus períodos de mayor y menor agudeza del frío, duró hasta el 30.000 antes del presente. Al final de ella el mar se situaba unos 70 metros por debajo del nivel actual.

Durante el comienzo de la segunda parte de la glaciación, hacia el 73.500 antes del presente, se produjo la erupción volcánica de mayor magnitud ocurrida en los últimos cien milenios, la del **Toba**, en el norte de Sumatra.

Sus cenizas han sido identificadas en estratos marinos que distan miles de kilómetros del lugar de la erupción. Lanzó a la atmósfera unos mil millones de toneladas de polvo volcánico y de gases sulfurosos. Las explosiones debieron durar varios días. Se calcula que multiplicaron por diez la potencia de cualquier otra erupción habida en los últimos cien mil años. Los gases sulfurosos llegaron con facilidad a la estratosfera, alcanzando alturas por encima de los 25 km. Al cabo de unos meses la capa de suciedad estratosférica debió esparcirse y cubrir todo el planeta. En el sondeo GISP de los hielos de Groenlandia, se ha encontrado que en aquellos años (los correspondientes a una profundidad de entre 2.000 y 2.500 m en el hielo) aumentó enormemente la precipitación de azufre.

El polvo y los gases sulfurosos esparcidos por la estratosfera redujeron significativamente la luz recibida en superficie, sumiendo a la Tierra en una duradera penumbra. Es muy probable que durante varios años descendiesen las temperaturas superficiales del hemisferio norte entre 3°C y 5°C y que en las latitudes polares las temperaturas veraniegas bajasen 10°C durante dos o tres años.

La erupción del Toba ocurrió cuando ya había comenzado la última glaciación y coincidió con un período en el que el frío se agudizó: el paso del estadio isotópico oceánico mis 5a al mis 4. Los parámetros de Milankovitch (baja insolación veraniega) favorecían el crecimiento de los casquetes de hielo en el hemisferio norte y la erupción del Toba quizás agudizó el proceso. Según Rampino pudo también ocurrir que la erupción fuese consecuencia de la desestabilización litosférica provocada por un previo descenso del nivel del mar (Rampino, 1992; 1993).

Tercera fase, 30.000 – 19.000 antes del presente

Hacia el 30.000 comenzó a nivel global —pero probablemente no en todas partes—, la fase más fría de la glaciación, con su fase más aguda en el llamado Último Máximo Glacial, entre el 23.000 y el 19.000 antes del presente, que estudiamos con detenimiento más adelante.

Esta tercera fase corresponde al final del estadio isotópico mis3 y primera parte del mis2. El nivel del mar bajó hasta una cota situada unos 120 metros por debajo del actual y emergieron muchas regiones que estaban antes cubiertas por aguas marinas.

Finalmente hacia el 19.000 antes del presente el nivel del mar comienza a ascender y comienza una deglaciación que termina en el 11.500 antes del presente con la entrada en el actual interglacial Holoceno.

2. Variabilidad climática

A lo largo de la glaciación el enfriamiento no se produjo de forma uniforme, sino que existieron episodios milenarios de agudización del frío, denominados **estadiales**. Al final de los estadiales se producían a veces en el Atlántico Norte grandes derrumbes hacia el mar de flotillas de icebergs procedentes de los mantos continentales, llamados eventos Heinrich, que estudiaremos más tarde.

El frío de los estadiales era interrumpido por períodos de brusco calentamiento, llamados tradicionalmente **interestadiales**, o bien, en terminología más moderna, eventos de calentamiento Dansgaard-Oeschger. En estos interestadiales las temperaturas continentales y marinas eran muy superiores a las de los estadiales y a veces, en períodos cortos seculares, casi alcanzaban las de los interglaciales. Al parecer se sucedían, con intermitencias, en ciclos de unos 1.500 años (Singer, 2007; Rahmstorf, 2003) que algunos investigadores relacionan con los ciclos solares de Gleissberg y de DeVries (Braun, 2005).

Se ha comprobado que estas variaciones afectaban no sólo al Atlántico y a mares adyacentes como el Mediterráneo (Martrat, 2004), sino también a lugares muy alejados de él. Parece, por ejemplo, que los interestadiales atlánticos, identificados en los hielos de Groenlandia, coincidían con una mayor intensidad de los monzones asiáticos (Schulz, 1998). Análisis de la composición isotópica de la calcita de estalactitas de cuevas dispersas por el mundo y alejadas entre sí, como en Israel (Soreq), China (Hulu), y el Océano Indico (Socotra), atestiguan también esta fuerte variabilidad del clima durante la última glaciación (Genty et al, 2003; Burns, 2003).

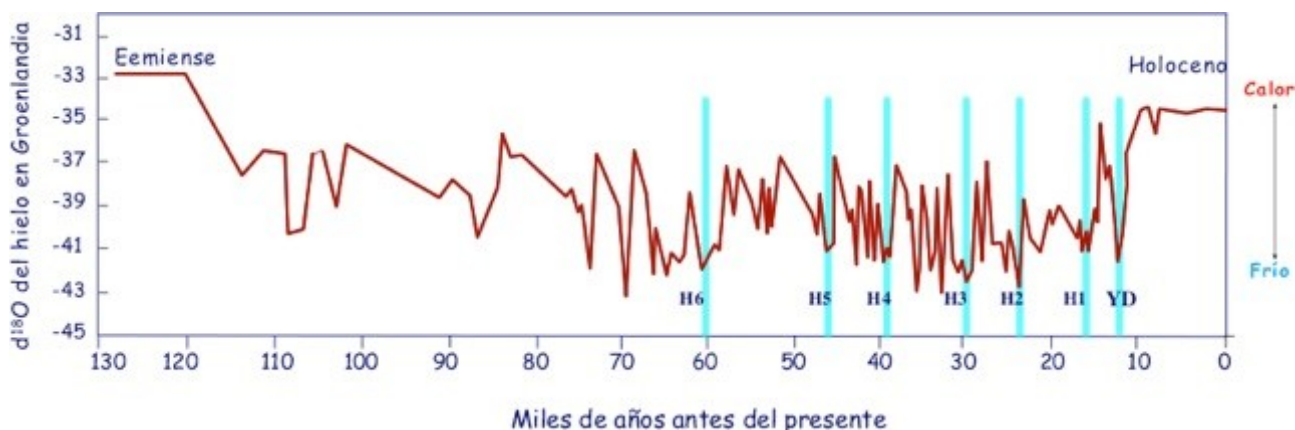
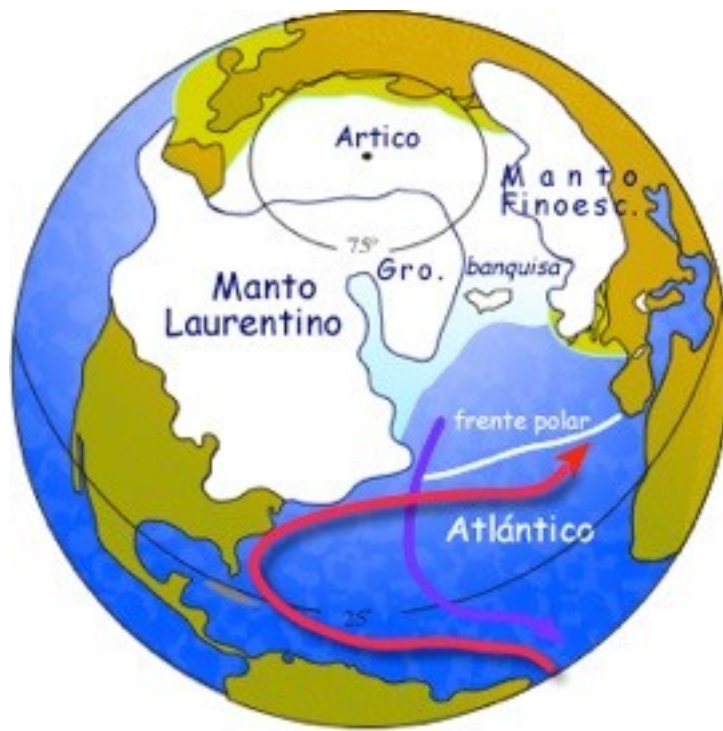


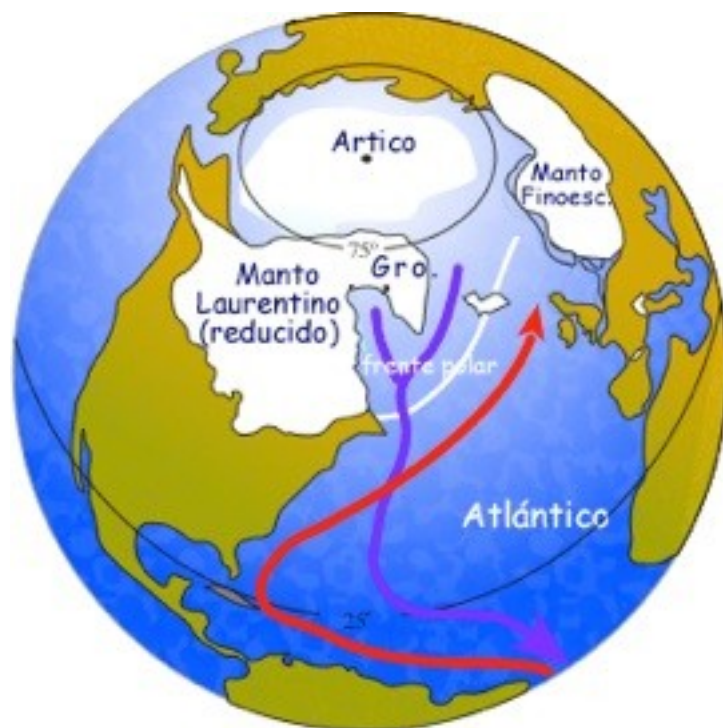
Fig. Inestabilidad climática durante la Última Glaciación según el sondeo GISP II de Groenlandia. Interestadiales cálidos señalados con números y episodios Heinrich (suelta masiva de icebergs en el Atlántico Norte) con barras azules. YD es el último período frío: el Younger Dryas.

Esta variabilidad climática durante la Última Glaciación podía estar motivada por rápidos cambios en el tamaño de los grandes mantos de hielo del hemisferio norte, lo que a su vez provocaba variaciones en la circulación atmosférica y oceánica, especialmente en el Atlántico Norte (Dokken, 1999; Schmittner, 2002). Además se producían importantes variaciones del nivel del mar que según estudios coralinos podían ser de hasta 35 metros (Thompson, 2005).

También es muy posible que las acumulaciones y fusiones sucesivas de los mantos de hielo produjeran cambios en la salinidad de las aguas del Atlántico Norte, lo que también acababa afectando a todo el sistema de corrientes termohalinas (Clark, 2002). Existen pruebas bastante consistentes de que las temperaturas y las corrientes del Atlántico Norte eran durante la glaciación muy diferentes de las actuales. En los estadiales la Corriente del Golfo se debilitaba y su influencia no llegaba a las latitudes superiores a 45°N. La masa de agua polar avanzaba hacia el sur y su borde meridional se extendía en paralelo desde la costa nordeste de Estados Unidos hasta la Península Ibérica. A diferencia de lo que ocurre en la actualidad, el norte del Atlántico quedaba fuera de la influencia del agua subtropical. Por lo tanto, el Atlántico ejercía un efecto moderador sobre el clima de Europa mucho menor y el frío invernal en el continente era mucho más intenso.



estadiales fríos



interestadiales cálidos

Fig. Diferencias de la circulación termohalina en el Atlántico en los estadios fríos (izquierda) y en los interestadiales cálidos o episodios Dansgaard-Oeschger (derecha) (trazo rojo: circulación superficial; trazo morado: circulación profunda; trazo blanco: frente polar oceánico).

Los desplomes de hielo del manto Laurentino, que al derretirse en el océano desalinizaban las aguas del Atlántico Norte, podían modificar no sólo las corrientes marinas termohalinas sino también provocar modificaciones en el flujo de vientos de las latitudes medias y altas. El manto Laurentino experimentaba repetidos períodos de crecimiento, llegando a superar el espesor de hielo los 3.000

metros de altura en los tiempos más fríos, seguidos de períodos de rápida descarga, tras los cuales la altura del domo se reducía en más de 1.000 metros (Mc Ayeal, 1993).

Estas variaciones topográficas hacían que se modificase sensiblemente la trayectoria de los vientos del oeste, afectando no sólo al Atlántico sino también al Pacífico. Se modificaba la posición y fuerza del anticiclón subtropical del Pacífico Norte, y la circulación oceánica de aquella región. Durante los últimos 40.000 años, las rápidas fluctuaciones en la costa de California de la abundancia del foraminífero de aguas polares *Neogloboquadrina Pachyderma* (de cola levógira), indicador de aguas frías, son señal de bruscos avances y retrocesos hacia el sur de las aguas polares del Pacífico Oriental (Thunell, 1995).

3. Eventos Heinrich y oscilaciones cálidas Dansgaard-Oeschger

A lo largo de la Última Glaciación hubo 6 episodios, denominados eventos Heinrich (Heinrich, 1988), en los que se depositaron en el fondo del Atlántico, en una zona comprendida entre los 40°N y los 55°N, cantidades anormalmente grandes de detritos rocosos transportados por icebergs (ice rafted debris). Los témpanos de hielo que venían del norte, al llegar a aguas más cálidas, se derretían y los materiales rocosos, que habían arrancado del sustrato continental antes de su caída al mar y que habían luego transportado consigo, se soltaban, se hundían y se depositaban en el fondo del Atlántico.

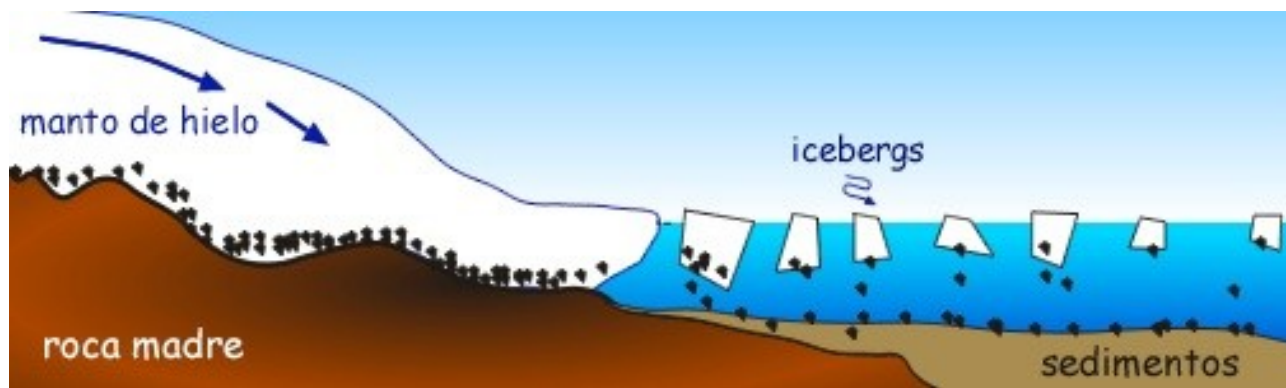


Fig. Las lenguas y mantos glaciares arrancan trozos de la roca madre que acarrearán hasta el mar. Los icebergs los transportan a largas distancias hasta que el hielo se descongela y los derrubios caen al fondo del océano. Los episodios Heinrich son momentos de la última glaciación que corresponden a deposiciones intensas de estos sedimentos en el Atlántico.

El investigador Harmut Heinrich observó que estos niveles de sedimentos, que se formaron hace 17.500 años, 22.000 años, 30.000 años, 38.000 años, 45.000 años y 65 años, contienen fragmentos de rocas provenientes de las costas de Europa del Norte, pero la mayor parte provienen de Norteamérica y en especial de la Bahía de Hudson. La trayectoria de los icebergs, marcada por la presencia y el diferente espesor de los materiales sedimentados, indica que alcanzaron distancias alejadas más de 3.000 kilómetros de su lugar de origen. Los espesores de los detritos encontrados disminuyen por lo general de oeste a este, de un grosor de varios metros a sólo unos centímetros.

Normalmente los eventos Heinrich coincidían, pero no siempre, con el final de fases de progresivo enfriamiento de unos 10.000 años de duración (Bond, 1992). Coincidían también con la proliferación en las aguas del Atlántico Norte del foraminífero planctónico *Neogloboquadrina Pachyderma* (de cola levógira), típico de las aguas polares. La teoría más apoyada es que el manto de hielo Laurentino, al crecer demasiado, se desequilibraba y se producían enormes derrumbes de hielo (surges), que en el Atlántico formaban grandes flotillas de témpanos a la deriva. Estos colapsos podían estar también provocados por la fusión de la base del hielo, causada por el calor del subsuelo rocoso. Se ha indicado también la posibilidad de que la propia masa de hielo del manto Laurentino, al aumentar de peso, acabase provocando pequeños seísmos que hacían que el hielo se derrumbara.



Fig. Trayectoria de los icebergs en el Atlántico durante las épocas más frías de la glaciación. Se señala con una línea blanca la latitud hasta donde llegaban antes de descongelarse por completo y depositar los derrubios rocosos que acarreaban consigo.

Señales del enfriamiento coincidente con los eventos Heinrich se manifiestan en el análisis de sedimentos —alquenonas, foraminíferos, sedimentos lacustres— en lugares muy alejados de la propia zona por la que se movían los icebergs: las costas de Portugal, el Mediterráneo Occidental, el nordeste de Brasil, el Golfo de Guinea, la península de Florida (Broecker, 2001). Incluso estos eventos parecen afectar, por complejas teleconexiones oceánicas y atmosféricas, a la intensidad de los monzones en el este de Asia (Wang, 2001). También en los mares del sur, en un sondeo cercano a la isla meridional de Nueva Zelanda, se ha encontrado, mediante el análisis de las alquenonas, que aumentaba la productividad del fitoplancton durante los episodios Heinrich, debido probablemente a variaciones en la circulación oceánica termohalina global (Sachs, 2005).

La influencia de los eventos Heinrich en el clima global, o al menos en el del hemisferio norte, se hacía sentir porque al derretirse los icebergs de agua dulce disminuía la salinidad de las aguas superficiales del Atlántico Norte. Disminuía, por lo tanto, la densidad del agua y se debilitaba el movimiento convectivo de hundimiento en los Mares Nórdicos.

En el Atlántico, con una circulación termohalina muy debilitada, la Corriente del Golfo no llegaba a las latitudes altas y se producía en superficie un avance hacia el sur de las masas de agua polares, que llegaba hasta las costas del sur de Portugal (Bard, 2000). En el episodio Heinrich-1, al comienzo de la última deglaciación, entre hace 18.000 y 16.000 años, los sondeos frente a la costa del sur de Portugal indican unas temperaturas más frías incluso que las del Último Máximo Glacial (McManus, 2004).

Durante los eventos Heinrich aumentaba el gradiente térmico latitudinal entre las zonas tropicales y las latitudes medias y altas, provocando cambios en los transportes atmosféricos de humedad (zonales y meridianos), que afectaban al clima no sólo del Atlántico sino también del Pacífico.

Cuando acababan los eventos Heinrich se producía de nuevo una salinización de las aguas del Atlántico Norte, que era clave en la reanudación de la circulación termohalina. Ocurría que, tras las descargas de icebergs, menguaba en muchas partes la masa de hielo de las lenguas glaciares que desaguaban en la costa. Disminuía el aporte de agua dulce al mar y, en consecuencia, aumentaba de nuevo la salinidad del Atlántico Norte. Entonces se reanudaba con rapidez la circulación de la cinta transportadora oceánica (el *conveyor belt*) y se intensificaba la Corriente del Golfo. Se producía una brusca subida de las temperaturas en las latitudes medias-altas y se entraba en un cálido interestadial.

Otro de los motivos posibles de la salinización de las aguas del Atlántico Norte que sucedía al

evento Heinrich podía provenir de la modificación de la circulación atmosférica, al reducirse la altura del manto Laurentino tras el colapso de hielo. Durante el período frío anterior al evento, la altura y volumen que iba ganando el manto Laurentino era responsable del incremento de los vientos septentrionales y muy fríos que llegaban al Atlántico canalizados por el valle que separaba el propio manto Laurentino de Groenlandia (lo que es hoy el mar de Baffin y Labrador). Estos vientos gélidos del Ártico iban enfriando cada vez más las aguas superficiales oceánicas del noroeste del Atlántico. Luego, después del evento, la reducción de la altura del manto Laurentino provocaba un retorno a condiciones más parecidas a las actuales, es decir, a vientos del oeste no tan fríos. El mayor efecto de evaporación de estos vientos del oeste ayudaba a la salinización de las aguas superficiales del Atlántico Norte, a su densificación y a la reinstalación más o menos intensa de las corrientes termohalinas y, en consecuencia, de la cálida Corriente del Golfo (Paillard, 1994).

Aparte de los picos de máximo frío en los que sucedían los eventos Heinrich, se produjeron durante la Última Glaciación una veintena de picos de calor, denominados eventos Dansgaard-Oeschger, durante los cuales se producían fuertes subidas de temperatura en espacios de tiempo muy cortos, de tan sólo una decena de años. Estos eventos han quedado registrados en los isótopos del oxígeno del hielo de Groenlandia y también en los sedimentos de carbonatos en algunos lagos centroeuropeos (Schulz, 1999). Las subidas de temperatura en los eventos Dansgaard-Oeschger eran de entre 5°C y 8°C, si bien en un estudio detallado y reciente del episodio DO-19, ocurrido hace unos 70.000 años, el estudio isotópico del nitrógeno atrapado en el hielo indica una subida térmica mucho mayor, de hasta 16°C (Lang, 1999).

Algunos autores relacionan directamente estas subidas con el efecto invernadero provocado por los escapes de metano a la atmósfera provenientes del subsuelo marino y costero (Kennet, 2002; Hinrichs, 2003). Otros estudios isotópicos niegan tal posibilidad y muestran que las subidas bruscas de la concentración de metano no proceden del subsuelo sino que son consecuencia del aumento de humedad y biomasa en los continentes, consecuencia a su vez del calentamiento (Sowers, 2006).

4. Variabilidad en el Trópico

La influencia de las oscilaciones térmicas durante la glaciación llegaba hasta las regiones tropicales, al menos en el Atlántico (Sachs, 1999).

Incluso, para algunos autores, el origen de la variabilidad global estaba en el Trópico. Según esta teoría, en los períodos cálidos tropicales se produciría una mayor evaporación y una mayor exportación atmosférica de humedad del Atlántico hacia el Pacífico, acarreada por las masas de aire que atraviesan Centroamérica de este a oeste. Esto ocasionaría un aumento de la salinidad del Atlántico y, por lo tanto, un reforzamiento de la circulación termohalina y de la Corriente del Golfo, que calentaría todo el norte del Atlántico, Groenlandia incluida. (Peterson, 2000).

Sin embargo, puede que las oscilaciones térmicas en las latitudes altas y tropicales, al ser datadas con mayor precisión, no se encuentren tan en fase como se pretende. Y que ocurra lo contrario, que haya un desfase, según el cual, en las épocas de más calor en el Trópico, la mayor transferencia de humedad hacia las latitudes altas aporte más nieve y haga aumentar el volumen de los mantos de hielo septentrionales (Labeyrie, 2000). Uno de los lugares de investigación que podría ayudar a dilucidar esta cuestión es la cuenca de Cariaco.

La cuenca marina de Cariaco está situada a unos 10°N entre la costa continental venezolana (al sur) y las islas de Tortuga y Margarita (al norte). Está casi cerrada al océano Atlántico por una barrera submarina casi emergida. Sus aguas por debajo de los 300 metros son anóxicas, debido sobre todo a una circulación profunda muy restringida, lo que elimina la bioturbación de los sedimentos planctónicos y facilita su acumulación y conservación. Esto permite que exista una larga y continuada serie de láminas sedimentarias, con sedimentos orgánicos e inorgánicos, de unos 70 cm de espesor por cada mil años. Las láminas pueden ser diferenciadas y contadas —debido a los cambios de color estacionales—, lo que permite efectuar una datación de los sedimentos bastante precisa. En verano, la cuenca de Cariaco es afectada por la migración hacia el norte de la zona de

interconvergencia tropical ITCZ, y las lluvias son muy abundantes. La sedimentación de materiales terrígenos, oscuros, es entonces intensa. Por el contrario, durante el invierno y la primavera, cuando la ITCZ se aleja hacia el sur, se instalan los alisios del este. Entonces el clima se vuelve seco y ventoso. Disminuyen los sedimentos terrígenos, pero aumenta el upwelling costero, lo que favorece el desarrollo del plancton, especialmente del foraminífero *Globigerina bulloides*. Los esqueletos del plancton al sedimentar producen láminas de color mucho más claro que las terrígenas del verano.

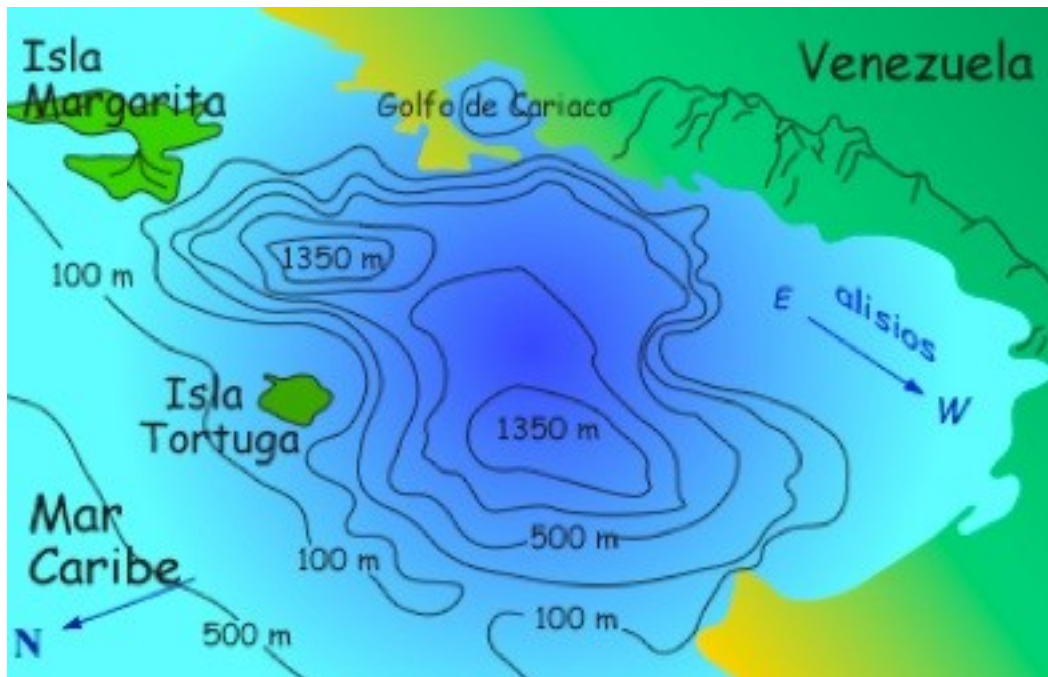


Fig. Fisonomía de la cuenca marina profunda y casi cerrada de Cariaco, en la costa venezolana, excelente para la investigación paleoclimática. Profundidad en metros.

Un estudio del cambio de la reflectancia del color (escala de grises) de los finos estratos sedimentados en el fondo de la cuenca costera venezolana de Cariaco muestra que un color más claro —típico de los años de abundancia de plancton— correspondía a los sedimentos depositados durante los períodos más fríos de la glaciación, que coinciden con una mayor intensidad de los alisios en el Atlántico y un mayor afloramiento de aguas profundas, más frías y más fértiles (Hughen, 1998). Por el contrario, en los períodos cálidos, coincidentes, al parecer, con los eventos Dansgaard-Oeschger, el color de los sedimentos es más oscuro y la reflectancia es menor. Además en ellos aparece una mayor abundancia de sedimentos terrígenos, que serían ocasionados por la mayor evaporación, precipitación y escorrentía de los ríos que desembocaban en aquella cuenca durante esos períodos cálidos.

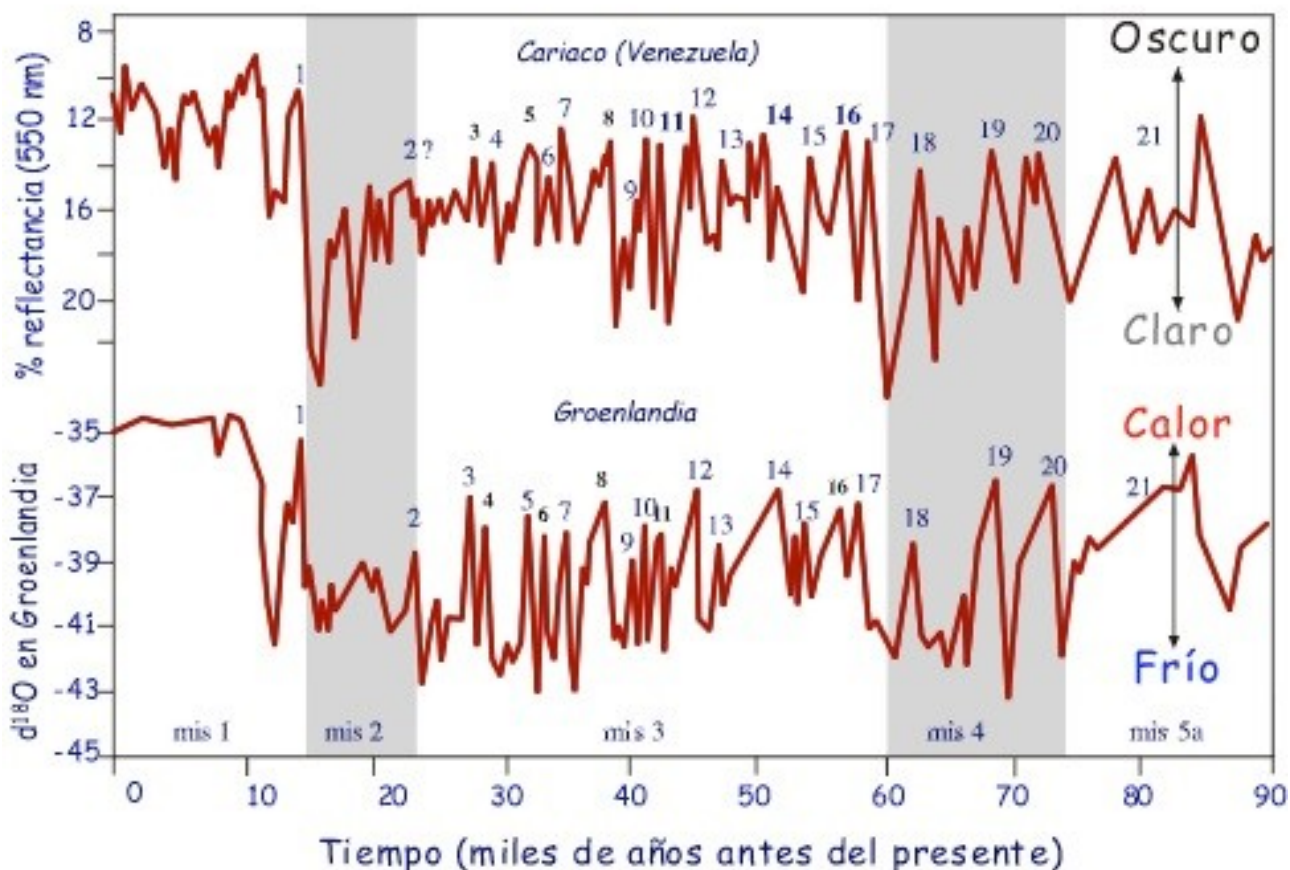


Fig. Inestabilidad climática durante la Última Glaciación. Arriba, en la cuenca tropical de Cariaco (Venezuela), menor reflectancia de los sedimentos (más oscuros) en los interestadiales y mayor reflectancia (más claros) en los estadios fríos. Abajo, interestadiales y estadios en el sondeo del hielo GISP II de Groenlandia, según los isótopos del oxígeno. Se observa una gran coincidencia temporal en las dos series, polar y tropical, a pesar de su lejanía. Se señalan también los estadios isotópicos marinos (mis).

Capítulo 9. El Último Máximo Glacial

1. Magnitud del frío y del hielo

2. Mantos de hielo

3. Aridez glacial (y excepciones húmedas)

4. El viento

1. Magnitud del frío y del hielo

La magnitud del enfriamiento durante el Último Máximo Glacial, entre el 23.000 y el 19.000 antes del presente, fue muy diferente según la latitud. La bajada térmica fue mucho mayor en las latitudes altas que en las bajas, y fue también mayor en el interior de los continentes que en las costas. Se calcula que la bajada de la temperatura media en el conjunto de las tierras del hemisferio norte fue entre 5,7°C y 8,7°C, pero en muchas partes del planeta, por ejemplo en Europa, la temperatura media pudo ser más de 15°C inferior la actual.

En las tierras tropicales la bajada de temperatura media fue menor, de unos 5°C, aunque el cambio hidrológico y paisajístico fue también considerable. En los periodos fríos disminuyeron las precipitaciones y vastas extensiones de selva fueron sustituidas por otras de sabana.

Con respecto al mar, la superficie oceánica se enfrió por término medio entre 4°C y 5°C, y las aguas

profundas se enfriaron entre 1°C y 2°C. En las latitudes altas del Atlántico Norte el enfriamiento del agua superficial pudo superar los 10°C.

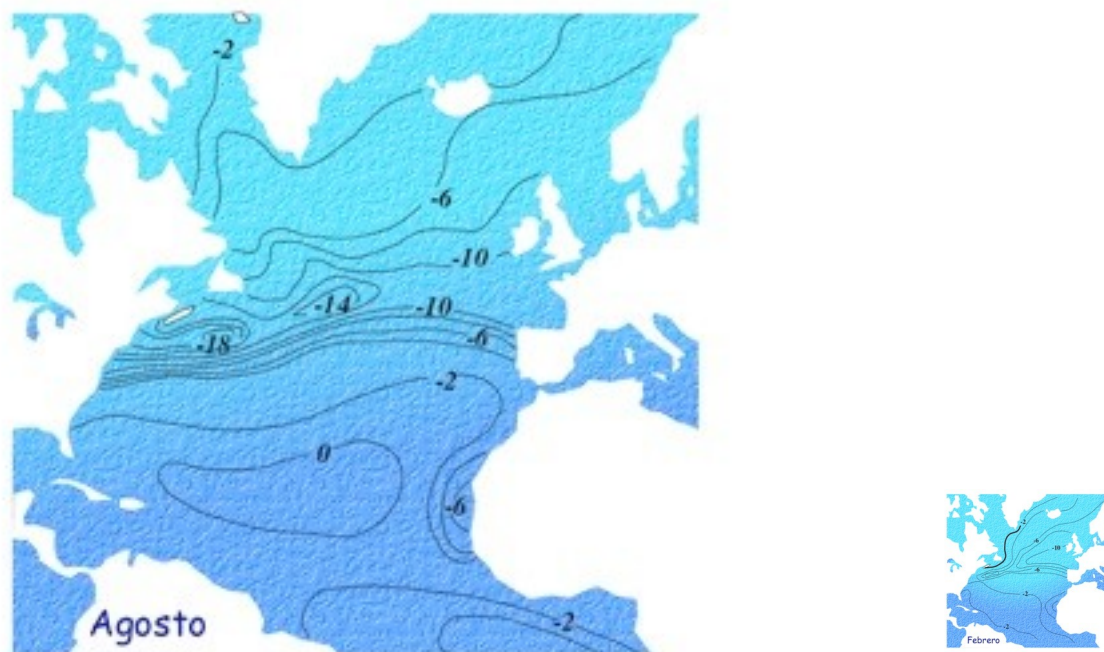


Fig. Diferencias de temperatura (en °C) de la superficie del Atlántico Norte con respecto al presente durante el Último Máximo Glacial (hace 22.000 años) en Agosto y en Febrero (CLIMAP, 1976)

La magnitud del enfriamiento en los mares tropicales ha sido en las últimas décadas tema de discusión. Las estimaciones de las temperaturas superficiales basadas en el estudio isotópico de los foraminíferos, que realizaron los miembros del proyecto internacional CLIMAP en 1976, indicaban con respecto al presente un descenso térmico de tan sólo unos 2°C, e incluso un aumento de 1°C y 2°C en algunas zonas del Pacífico subtropical. Sin embargo, una nueva reconstrucción de las variaciones de los conjuntos de foraminíferos en los mares tropicales indica un enfriamiento mayor, de entre 3°C y 4°C, especialmente en las partes orientales del Océano Atlántico y del Océano Pacífico (Mix, 1999).

Tierras emergidas

Durante el Último Máximo Glacial el total de los hielos acumulados en los glaciares y en los mantos continentales alcanzó su mayor valor. A medida que se acumulaba hielo en los continentes, se sustraía agua de los océanos y en consecuencia descendía el nivel de los mares. Cuando la acumulación de hielo continental fue máxima, el nivel de los mares quedó entre 120 y 140 metros por debajo de la cota actual. De este modo, vastas extensiones de las plataformas continentales, hoy sumergidas, quedaron al descubierto, con lo que los cursos bajos de muchos ríos seguían entonces una trayectoria muy diferente y podían tener una desembocadura muy alejada de la que tienen hoy día.



Fig. El descenso del nivel del mar hizo que la región de Beringia, entre Asia (Siberia) y América (Alaska), quedase emergida durante la Última Glaciación, uniéndose los continentes de América y de Asia.



Fig. Europa en el Último Máximo Glacial. El norte quedaba cubierto por los mantos de hielo Finoescandinavo y Británico. Las tierras emergidas en el Mar del Norte y en el canal de la Mancha unían Francia con Inglaterra (en amarillo).

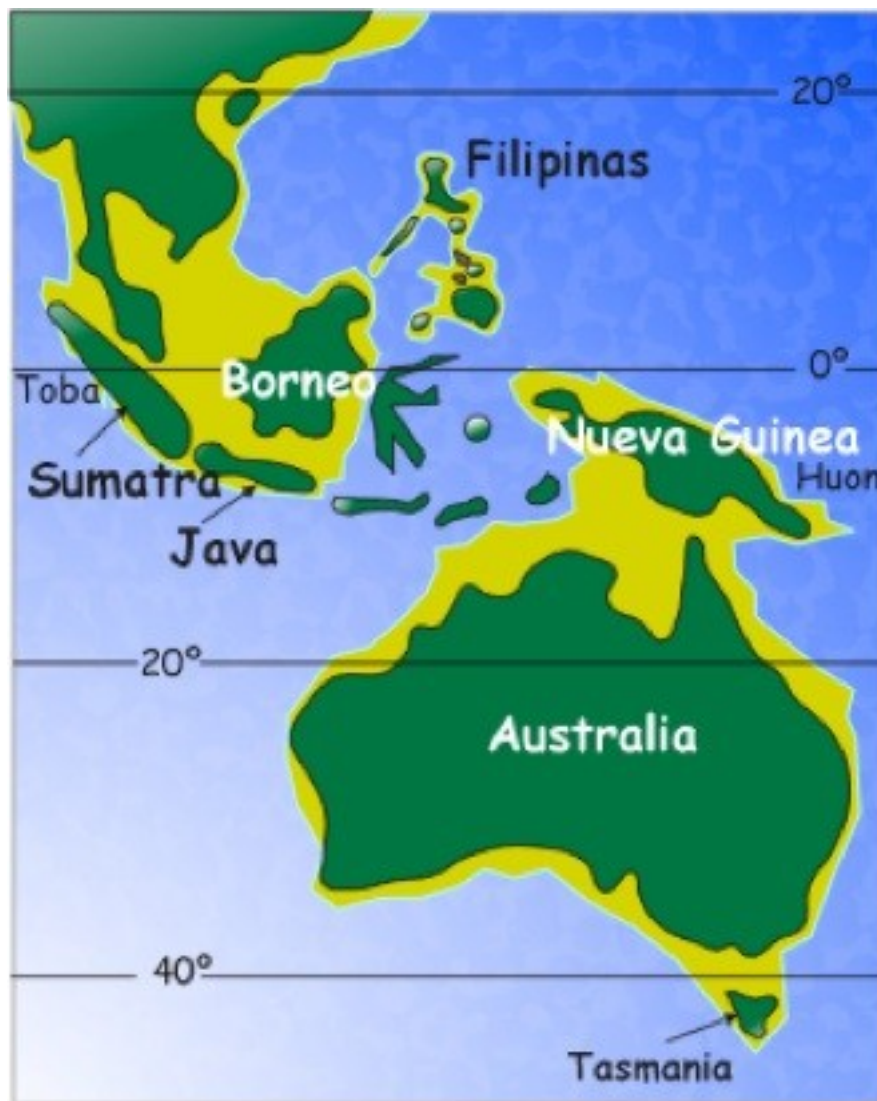


Fig. La bajada del nivel del mar en el Último Máximo Glacial permitió que se uniesen con el continente asiático las islas de Java, Sumatra y Borneo. Las islas del archipiélago de Filipinas quedaron también reunidas por las tierras emergidas. Nueva Guinea y Tasmania se unieron con Australia.

En el hemisferio norte la glaciación supuso un enorme cambio paisajístico. Durante los estadios más fríos, los mantos de hielo y el suelo congelado (permafrost) ocupaban de forma perenne, en invierno y en verano, 27 millones de kilómetros cuadrados, es decir, un 40 % de las áreas continentales de Norteamérica y de Eurasia. La cota más baja de las nieves perpetuas de los sistemas montañosos estaba de media unos 900 metros por debajo de la actual.

En el hemisferio sur el aumento del área continental cubierta de hielo no fue tan importante, pues el mar impedía su expansión. En la propia Antártida, el volumen del hielo durante el Último Máximo Glacial parece que era muy poco diferente al actual (Colhoun, 1992). En América — Andes del Sur y Patagonia — así como en las montañas de Nueva Zelanda, la cota de las nieves perpetuas descendió unos 1.000 metros. Es interesante anotar que estudios polínicos en Nueva Zelanda parecen indicar que allí las condiciones de frío más intensas comenzaron a darse antes que en el hemisferio norte, entre hace 28.000 y 30.000 años (Vandergoes, 2005).

En el mar, la superficie cubierta por la banquisa de hielo marino era más amplia, tanto la del Ártico, que se expandía por el Atlántico Norte hasta el sur de Islandia, como la que rodea el continente de la Antártida.

En el Atlántico Norte, los icebergs provenientes del manto Laurentino eran llevados, por una circulación ciclónica diferente a la actual, hacia el este, y bajaban hasta latitudes muy meridionales,

a la altura de la Península Ibérica. La frialdad de las aguas, entre 5°C y 10°C más frías que las actuales, ayudaban a su avance meridional, especialmente en invierno. El frío intenso afectaba también al Mediterráneo. En la cueva Cosquer, cercana a Marsella, cuya entrada se encuentra hoy sumergida bajo el agua, los habitantes prehistóricos que vivieron allí hace 20.000 años incluyeron en sus pinturas rupestres pingüinos de una especie, *Pinguinus impennis*, que posteriormente, durante el Holoceno, solamente ha habitado el Atlántico Norte.

La banquisa antártica de hielo marino se expandía considerablemente hacia el norte en invierno, aunque el paso de Drake, entre la Antártida y América del Sur, nunca llegó a congelarse, con lo que siempre existió la corriente oceánica fría que circunvala y aísla aquel continente. En verano la extensión de la banquisa austral era escasa, semejante a la actual, según se deduce del estudio de los límites latitudinales de las diatomeas encontradas en los sedimentos de las costas de la Antártida (Crosta, 1998).

2. Mantos de hielo

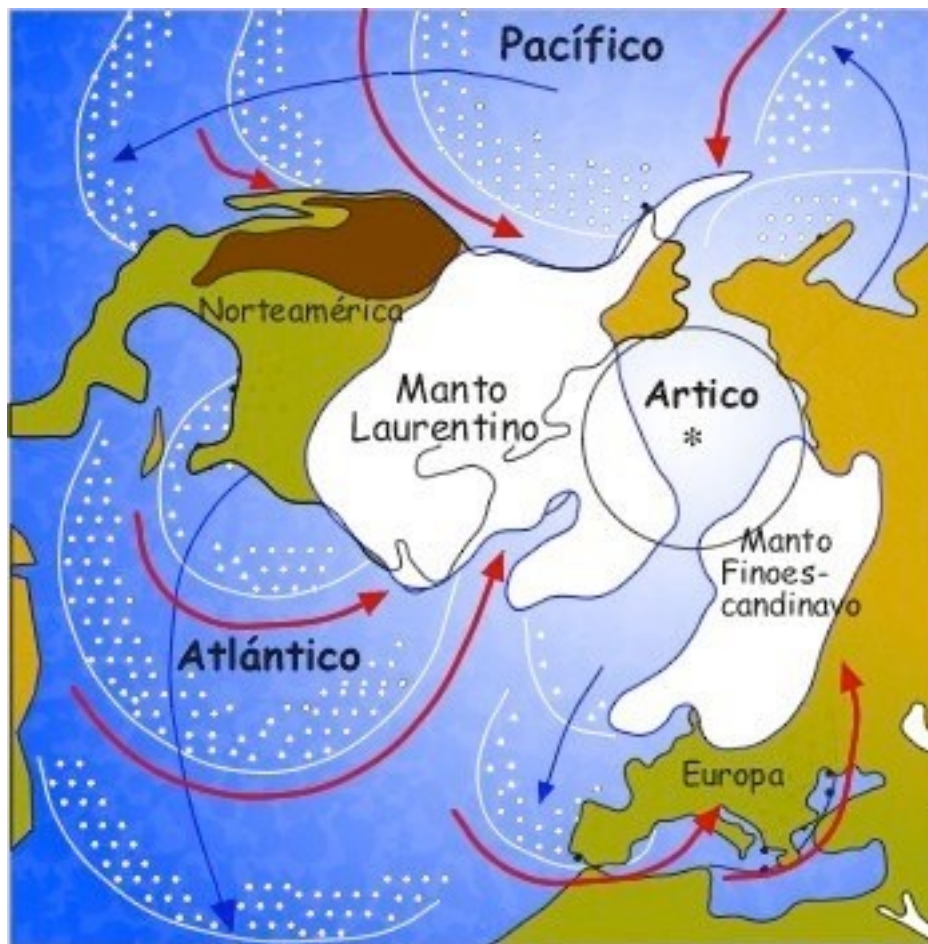
En los avances glaciales se creaban dos enormes zonas ocupadas por hielos, una en Norteamérica y otra en el noroeste de Eurasia: el manto Laurentino y el manto Finoescandinavo, respectivamente. El área de acumulación de los hielos avanzaba en las épocas más frías hasta latitudes muy meridionales. Los mantos de hielo septentrionales no sólo fueron cubriendo las latitudes altas sino que se adentraron profundamente también en las latitudes medias.

Un problema, todavía no dilucidado, es saber de dónde provenía la humedad suficiente para formar el enorme volumen de hielo acumulado con rapidez en los mantos continentales, especialmente en el Laurentino. Hasta ahora, la hipótesis más aceptada era que la humedad procedía del Atlántico Norte. Para ello la superficie del mar debió mantenerse cálida durante bastante tiempo, gracias a que la corriente del Golfo siguió funcionando. Pero en la formación del gran manto Laurentino se necesitaban tormentas de nieve mucho mayores y más frecuentes que las que hoy día suelen afectar al Quebec y al nordeste de Estados Unidos. Esas tormentas de nieve, diez veces más intensas que las actuales, debían estar asociadas a frentes muy activos provocados por el contraste entre las masas polares de aire frío que procedían del continente americano y las masas de aire húmedo y templado que se formaban sobre el océano Atlántico (Duplessy, 1993).

En una segunda teoría más reciente prima la idea de que la humedad procedía de latitudes meridionales, incluso tropicales. El análisis detallado de los foraminíferos indica que el enfriamiento de las aguas de las latitudes altas fue muy rápido, por lo que, al ocurrir desde el inicio de la glaciación, no pudo ser la fuente de humedad. Sin embargo, las aguas superficiales de las latitudes tropicales se mantuvieron cálidas o, incluso, en un primer momento aumentaron su temperatura. De esta manera aumentó el gradiente térmico meridiano, lo cual repercutió en un mayor transporte de humedad atmosférica desde el Trópico hacia el Ártico (Khodri, 2001).

Circulación durante la glaciación

A medida que masas de aire muy frío superficial (en punteado blanco) son expulsadas hacia el sur desde el manto Laurentino y desde la región ártica, se crean flujos de retorno por sus bordes orientales (líneas rojas), que llevan hacia el norte aire cálido y húmedo, que suministra abundante nieve a los mantos de hielo.



Al irse formando los grandes casquetes de hielo Laurentino y Finescandinavo, el proceso de intercambio meridiano de masas de aire muy diferentes se agudizó.

En la costa norteamericana del Pacífico, la configuración norte-sur de las Montañas Rocosas intensificaba las corrientes de retorno cálidas que se movían por encima del borde oriental de la masa de aire superficial fría expulsada desde el Ártico. Su humedad abasteció de nieve abundante a la parte occidental del manto Laurentino y al manto de las Cadenas Costeras norteamericanas (Leroux, 1998; Leroux, 2005).

El manto Laurentino

El principal manto norteamericano, el manto Laurentino, ocupaba durante el Último Máximo Glacial una extensión de 16 millones de km² (32 veces la superficie de España) y su volumen era de unos 30 millones de km³, mayor que el del manto de hielo que cubre en la actualidad la Antártida. De esta forma, los hielos de Norteamérica acaparaban en volumen un tercio del total del hielo continental terrestre. El manto Laurentino, extendiéndose hacia el sur, llegaba por la costa este de Norteamérica hasta una latitud de 36°N, en donde hoy se localiza Nueva York (ese avance meridional, de haberse producido de forma semejante en Europa, hubiese supuesto que el manto Finescandinavo llegase hasta el Mediterráneo).

Gracias a los aportes de la humedad proveniente del Atlántico, la acumulación de hielo en el manto Laurentino era más importante en su mitad oriental. La máxima altura del domo se situaba por encima de lo que es hoy la hundida Bahía de Hudson. Allí el espesor del hielo alcanzaba entre los 3.000 y los 4.000 metros. Toda esta región estaba alimentada por la humedad oceánica aportada por la actividad de las potentes borrascas invernales que se forman en la costa atlántica del nordeste de Estados Unidos y del Canadá. Probablemente existía otro domo importante al oeste, sobre Keewatin. Por el oeste el manto Laurentino se juntaba con el manto de hielo occidental que cubría las Cadenas Costeras del Pacífico, el manto de la Cordillera, pero entre ellos dos había una vaguada interior en sentido meridiano, que se deshizo antes, y que quizás fue utilizada en su emigración.

hacia el sur por los primitivos pueblos de América que llegaron desde Asia.

En esta región occidental de Norteamérica el suministro de humedad era mucho menor. Incluso, en gran parte de Alaska no se llegaron a acumular capas importantes de hielo a nivel del mar y existen pruebas de que la región sirvió de refugio para algunas especies de coníferas que sobrevivieron allí durante la glaciación. Por otra parte, al estar la superficie del océano unos 120 metros por debajo del actual nivel, no existía el actual estrecho de Bering, que separa Alaska de Siberia, por lo que era posible el paso de animales y de seres humanos entre Asia y América.

El manto Finoescandinavo

En Europa, los hielos del manto Finoescandinavo alcanzaron en el Último Máximo Glacial un volumen de unos 7 millones de km³, unas cuatro veces menos que el volumen del manto Laurentino. El manto Finoescandinavo cubría esencialmente lo que es hoy Escandinavia y Finlandia. La máxima altura del domo, de unos 2.000 metros de espesor, se centraba en el norte del actual mar Báltico. Hacia el sur, los hielos cubrían todo el Báltico hasta Dinamarca y también las llanuras del norte de Alemania y de Polonia hasta lo que es hoy Berlín, en donde dejó unas claras huellas de relieve glacial.

Por el oeste, a través de una llanura emergida de tundra que hoy está inundada por las aguas poco profundas del Mar del Norte, se pasaba del manto de hielo Finoescandinavo al manto de hielo Británico, que cubría casi toda Gran Bretaña y casi toda Irlanda. El Canal de la Mancha también se encontraba emergido y probablemente el Rin, torciéndose hacia el oeste con respecto a su trayectoria actual, lo recorría hasta desembocar en el Atlántico a la altura de Bretaña. El descenso del nivel del mar hacía que una vasta extensión de la plataforma continental atlántica del noroeste de Francia y suroeste de Cornualles estuviese emergida.

El manto de Barents-Kara

Hacia el este, las fronteras del manto Finoescandinavo son todavía bastante vagas. Los hielos se prolongaban por el norte de Siberia, pero parece dudoso que en las zonas orientales alejadas del Atlántico se produjesen nevadas suficientes como para formar un casquete de hielo importante.

Estudios de sedimentos glaciares en los fondos de los mares de Barents y de Kara (Polyak, 2001; Polyak, 2002), y en el norte continental de Rusia, indican que probablemente el manto de hielo allí alcanzó su máxima extensión, no durante el Último Máximo Glacial, sino al principio de la glaciación, hace unos 80.000 años, cuando los hielos ocuparon todo el norte de Siberia Occidental, incluido el mar de Kara (Krinner et al, 2004). Entonces es posible que los ríos siberianos que hoy se dirigen al Ártico quedasen bloqueados y formasen grandes lagos en el margen meridional del manto o que desviasen sus aguas hacia el sur, hacia el Mar Negro y hacia el Caspio.

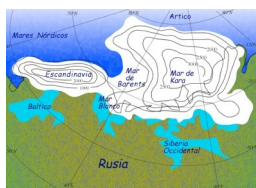


Fig. Mantos de hielo de Escandinavia, y de Barents y Kara hace 80.000 años

Este manto luego menguó debido probablemente al crecimiento del manto Finoescandinavo, que creció al oeste y le hizo sombra pluviométrica. Quizás también la cantidad de nieve disminuyó debido al enfriamiento de las aguas atlánticas y del mar de Kara (Svendsen, 1999). Se han encontrado huellas de población humana de hace 40.000 años, quizás neanderthales, al norte de los Urales, en el círculo Ártico, lo que indicaría que ya entonces el manto de Barents-Kara probablemente no existía y el manto Finoescandinavo quedaba constreñido al oeste del continente euroasiático (Pavlov, 2001). En el Último Máximo Glacial, hace unos 22.000 años, el manto de Barents-Kara parece que ya no existía.

3. Aridez glacial (y excepciones húmedas)

El frío de la glaciación vino acompañado, a escala global, por una mayor aridez, debido a la ralentización del ciclo hidrológico. Del estudio de los yacimientos de polen, del análisis de los paleosuelos y de los sedimentos glaciales, se deduce que hubo un gran empobrecimiento en la biomasa terrestre. Por ejemplo, en Europa se extendían por sus latitudes medias extensas áreas de suelo congelado (permafrost) sobre el cual sólo podía crecer una vegetación de tundra. Incluso las tierras ribereñas del norte del Mediterráneo estuvieron ocupadas por una vegetación esteparia y seca.

Amazonia

En los Trópicos las selvas fueron en gran parte sustituidas por paisajes más abiertos de sabana. En la Amazonia la temperatura bajó unos 6°C. Con el enfriamiento, las precipitaciones se redujeron y, en consecuencia, la extensión selvática perdió terreno a costa de un incremento de las sabanas. La fragmentación de la selva y su parcelación en refugios biológicos, que también había ocurrido en los anteriores ciclos glaciales, hizo que evolucionara cada nicho de forma independiente, lo cual pudo fomentar la riqueza en biodiversidad que hoy aparece en el conjunto de la Amazonia. La probable disminución de las precipitaciones fue en parte debida a la menor humedad transportada hacia el interior del continente por los vientos alisios del Atlántico, ya que la superficie del océano estaba más fría. También pudo ocurrir que la propia reducción de la selva agudizara la disminución de las precipitaciones, ya que más de la mitad de las precipitaciones de la Amazonia proceden del agua reciclada y evaporada en su propia cuenca.

Sin embargo, zonas contiguas a la Amazonia, en las regiones ocupadas hoy por el paisaje de sabana del “cerrado” brasileño y por el paisaje árido de la “caatinga” del nordeste, es muy posible que disfrutaran cíclicamente de períodos de mayores precipitaciones que las actuales. Ocurrirían cuando la insolación durante la época de lluvias alcanzaban máximos en el ciclo determinado por la precesión de los equinoccios. En estas fases lluviosas la zona de convergencia intertropical ITCZ ganaba fuerza por la mayor insolación. Es posible que entonces la floresta amazónica conectase e intercambiase especies con la floresta atlántica que recubre la región costera brasileña (Wang, 2004).

Africa Tropical

En Africa tropical, en donde la bajada térmica fue de unos 5°C, las selvas del Congo y de la costa del Golfo de Guinea se sabanizaron en su mayor parte y apenas quedaron unos retazos de selva cerrada en las riberas de los ríos y en algunos lugares costeros favorecidos por la topografía.

En las altas mesetas de Africa oriental los estudios polínicos indican también una reducción de las precipitaciones de un 30 %, lo que parece concordar con las estimaciones derivadas de las fluctuaciones del nivel de los lagos. Esta mayor sequedad sería también debida a cambios en la circulación atmosférica. En este caso, a la intensificación de los secos vientos del norte que desde Eurasia llegaban hasta la Península Arábiga y el este de Africa. Estimaciones basadas en el descenso del límite altitudinal superior de la vegetación arbórea y en el descenso altitudinal del límite de las nieves perpetuas del Kilimanjaro indican durante el Ultimo Máximo Glacial un enfriamiento incluso de entre 5°C y 8°C.

El Sahara

El desierto del Sahara era bastante más extenso que el actual durante los períodos más fríos de la glaciación. Avanzaba hacia el sur y se prolongaba por todo el oriente Próximo y suroeste de Asia. El estudio de los paleolagos muestra que tanto en su borde norte —en las proximidades del Atlas— como en el sur —en la franja del Sahel— la aridez era mayor (Gasse, 1990). Las causas eran varias:

- 1) La mayor frialdad de las aguas oceánicas tropicales, tanto del Atlántico como del Indico, provocaban una menor evaporación marina y un menor aporte de humedad de las masas de aire veraniegas que penetran en el continente africano.

2) El reforzamiento del anticiclón subtropical de las Azores en el Atlántico, menos extenso pero más potente, hacía que se intensificasen los vientos alisios. Aumentaba así el afloramiento de aguas frías profundas en la costa occidental africana, lo que daba una mayor estabilidad a las capas bajas del aire. Además, en el interior del continente, los vientos alisios del nordeste interferían en verano con los vientos del suroeste del monzón africano y dificultaban la entrada de las masas húmedas atlánticas.

3) La pérdida de vegetación en la franja que discurre entre el Sahara y la costa del Golfo de Guinea restaba humedad al aire. Hay que tener en cuenta que parte de la humedad que precipita en el Sahel, en la zona semiárida del sur del Sahara, proviene de la evapotranspiración del agua previamente precipitada en las selvas costeras del Golfo de Guinea. Durante la glaciación, el retraimiento de estas selvas, redujo el reciclaje de la humedad y facilitó el avance hacia el sur del Sahara.

Excepciones húmedas

Hubo, sin embargo, algunas importantes excepciones con respecto al aumento de la aridez durante la Última Glaciación.

La Gran Cuenca

En Norteamérica, vastas extensiones de la Gran Cuenca (que ocupa los estados de Nevada, Utah y Arizona), hoy semidesérticas, fueron ocupadas durante el Último Máximo Glacial por grandes lagos, en cuyas orillas crecía una vegetación de bosques abiertos de coníferas.

Se debió a un cambio de la circulación atmosférica que incrementó las precipitaciones de aquella zona. Debido a la nueva topografía creada por los enormes mantos de hielo, especialmente por el manto Laurentino, la ondulación de los vientos del oeste quedó modificada (Broccoli, 1987). El enorme domo de hielo, de tamaño comparable a la meseta del Tibet, hacía que se dividiese en dos el flujo principal de los vientos del oeste a su paso por Norteamérica. Una de las ramas, la meridional, hacía que los vientos húmedos del Pacífico, con sus borrascas y frentes asociados, atravesasen América del Norte, por latitudes más sureñas. Así, en la Gran Cuenca americana, entre el sistema costero de Sierra Nevada y el sistema interior de las Montañas Rocosas, existieron desde el 30.000 hasta el 12.000 antes del presente, dos enormes lagos: el Lahontan y el Bonneville, de los cuales hoy sólo quedan grandes extensiones salinas y algunos lagos residuales de mucha menor extensión, como Pyramid Lake, en Nevada, y Salt Lake, en Utah. El desplazamiento hacia el sur de la posición media del flujo de vientos del oeste hacía que tanto la cordillera de Sierra Nevada como las Montañas Rocosas, de cuyas precipitaciones se alimentaban aquellos grandes lagos, fueran mucho más húmedas que en la actualidad (Hostetler, 1994).



Fig. Pyramid Lake, en Nevada. Es un lago remanente del gran lago Lahontan que ocupaba gran parte de ese estado norteamericano durante la última glaciación.

http://ndep.nv.gov/photo/pyramid_lake2.htm

Uno de los métodos originales que se han utilizado para estudiar estas variaciones climáticas del suroeste de Estados Unidos es el análisis de las paleomadrigueras de roedores que habitaron esa zona. Las paleomadrigueras se encuentran en cavidades rocosas que son utilizadas por los roedores (especialmente del género *Neotoma* en Norteamérica) como refugios y sitios de defecación. Si el clima es seco, la orina de los roedores cristaliza y preserva durante miles de años los restos vegetales y fecales de estas madrigueras. Su análisis, a partir de más de 2.500 paleomadrigueras encontradas en esta zona, permite sacar conclusiones y datar los cambios en la vegetación que experimentó esta región en el Pleistoceno final y en el Holoceno. Estudios semejantes de paleomadrigueras se están llevando a cabo más recientemente en regiones áridas y semiáridas de Sudamérica (Betancourt, 2002).

Los Andes

En Sudamérica, en la zona tropical situada al sur del ecuador, la humedad durante la glaciación era superior a la de hoy. Los sedimentos del lago Titicaca y del Salar de Uyuni—una gran superficie salina, reminiscencia de antiguos paleolagos que cubrían el altiplano boliviano— indican que el agua desbordaba con creces su cuenca actual. Durante el Último Máximo Glacial la extensión de esos lagos andinos aumentaba, debido, con casi seguridad, al aumento de las precipitaciones. La mayor insolación veraniega en el hemisferio sur en aquella época glacial (hacia el 20.000 antes del presente)—un 8 % superior en el Trópico de Capricornio a la que habría al comienzo del Holoceno (hacia el 11.000 antes del presente)—, reforzaba el monzón de verano de la zona meridional de la Amazonia. Quizás también la penetración de la humedad atlántica en la zona meridional de la Amazonia era superior a la actual gracias a la mayor fuerza de los vientos alisios durante el Último Máximo Glacial, lo que compensaba la menor evaporación de las aguas del Atlántico, más frías entonces (Baker, 2001). El estudio de morrenas en valles próximos al lago Junin en Perú y al lago Titicaca parecen indicar que los glaciares alcanzaron su máxima extensión mucho antes que en otras partes del globo, hacia el 34.000 antes del presente (Smith, 2005).

Por el contrario, en el norte de los Andes, parece que algunos glaciares ecuatorianos se encogieron

durante la Última Glaciación debido a una disminución de las precipitaciones, lo que parece apoyar la tesis de una mayor aridez del norte de la Amazonia en aquella época.

Mongolia

En Asia, las lluvias del monzón de verano eran menos intensas. La baja presión térmica estival que se forma en el sur del continente y que atrae a los vientos del Índico y del Pacífico no era tan potente. Sin embargo, en Mongolia, en regiones que en la actualidad y durante el Holoceno han sido desiertos, como el desierto de Tengger, hay constancia de que durante diversos períodos de la Última Glaciación estuvieron recubiertas por grandes lagos. Probablemente estas épocas, que por el tipo de sedimentación parecen haber gozado de mayor humedad y de unas temperaturas semejantes o superiores a las actuales, coincidieron con alguno de los interstadiales cálidos y unas condiciones de circulación de vientos diferente, con una mayor penetración de los monzones húmedos (Zhang, 2001).

4. El viento

El viento y la erosión eólica fueron durante la glaciación más intensos en las latitudes medias y altas. Espesos depósitos de polvo amarillento (loess) de aquella época recubren vastas llanuras del norte de Europa y, sobre todo, de China. Los ice cores de Groenlandia y de la Antártida contienen también en las capas correspondientes a la nieve de la última glaciación mucho más polvo que en las correspondientes al período actual.

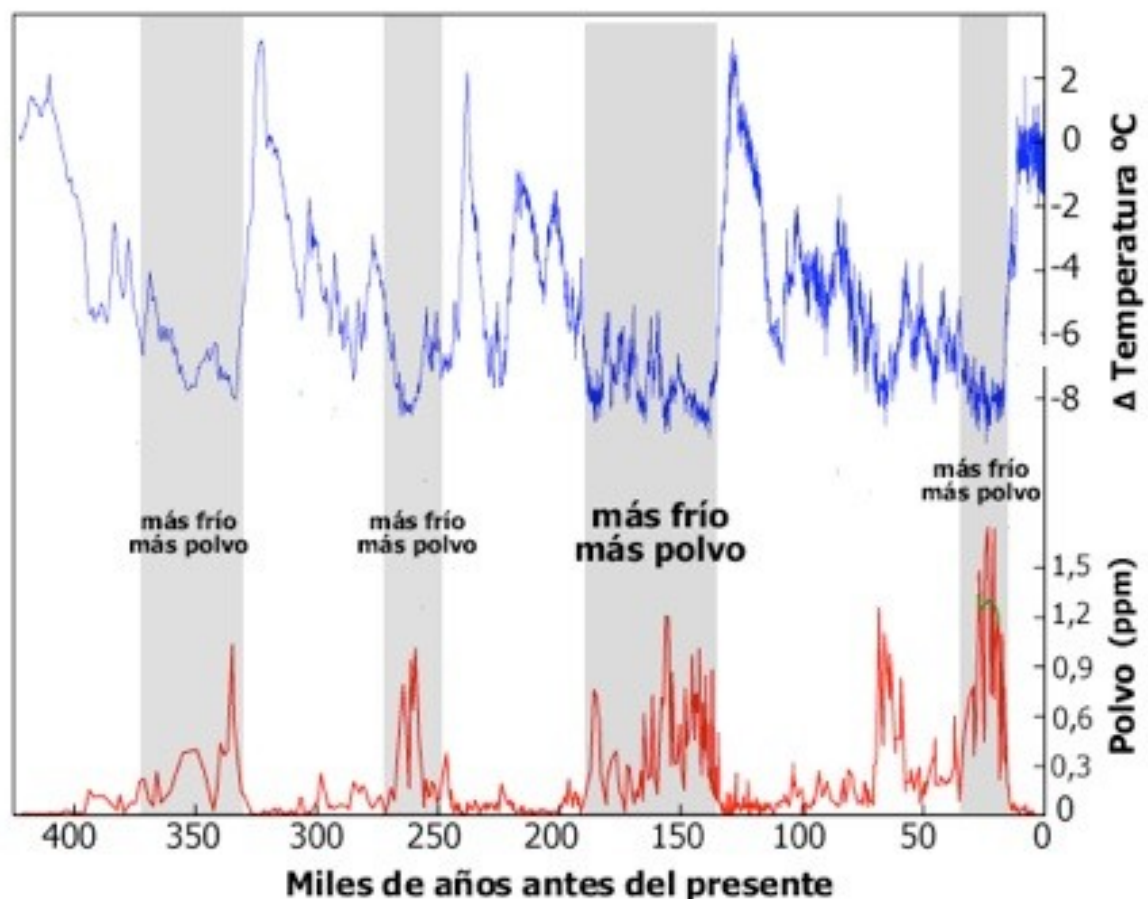


Fig. Concentración de polvo en el hielo de la Antártida (sondeo Vostok) durante los cuatro últimos ciclos glaciales (Petit, 1999)

El viento, la aridez de los paisajes y la falta de protección de una cubierta vegetal, favorecían la erosión eólica. El aumento de polvo en el aire, a su vez, pudo repercutir en el enfriamiento del clima glacial de dos maneras. En primer lugar, hacía más opaca la atmósfera a la penetración de los rayos solares; en segundo lugar, contribuía a la fertilización de las aguas marinas, pues, al aportar hierro, incrementaba la productividad del fitoplancton y hacía disminuir el CO_2 atmosférico.

¿Por qué había más viento? Fundamentalmente porque aumentó el contraste térmico latitudinal entre las masas de aire originadas en las latitudes altas, recubiertas de hielo, y las masas de aire originadas en zonas de latitudes más bajas, libres de hielo.

En cuanto a las zonas tropicales, parece que aumentó la fuerza de los alisios en el Océano Atlántico, pero no así en el Pacífico. También los monzones de la India parece que eran más débiles en las épocas más frías de la glaciación (en correspondencia con situaciones del Niño). El upwelling (afloramiento en superficie de aguas profundas) y la abundancia del foraminífero *Globigerina bulloides* en el mar de Arabia, frente a las costas de Omán —que se refuerza con monzones intensos y se debilita con lo contrario—, disminuía en los estadiales y aumentaba en los interestadiales. Es probable que durante la glaciación una mayor cubierta de nieve y el enfriamiento del Tíbet hiciese disminuir el gradiente térmico entre el mar y el continente, frenando el monzón húmedo de verano.

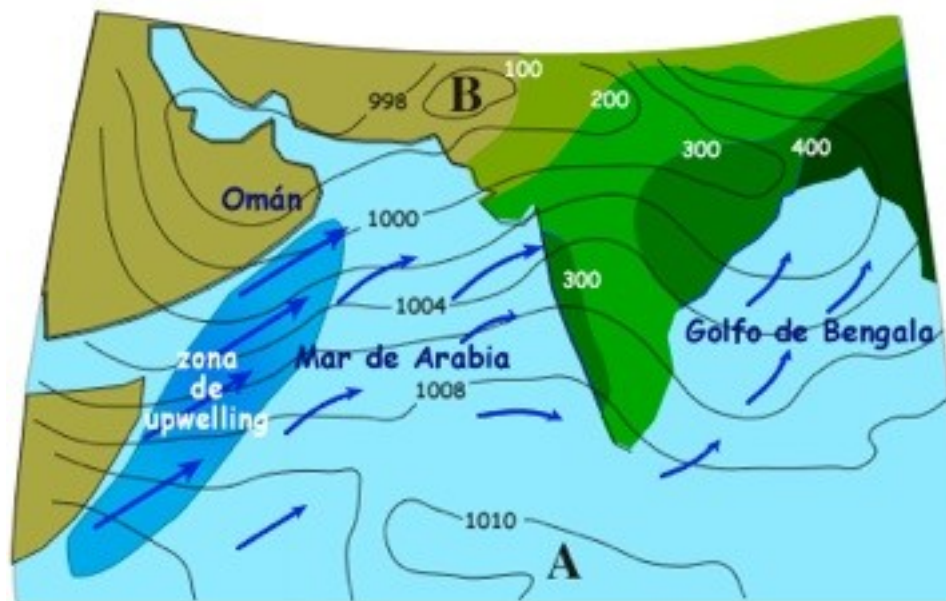


Fig. Situación media en Julio en la India y en el Mar de Arabia. Se representa con diferentes colores la pluviometría del mes de Julio (las isoyetas en blanco). Las bajas presiones se centran al noroeste de la India y las altas presiones en el Indico. Los vientos del sureste (flechas azules) soplan fuertes frente a las costas de Omán, provocando resaca, un intenso afloramiento de aguas profundas y el enfriamiento de las aguas superficiales. Como resultado, el foraminífero planctónico *Globigerina bulloides* se hace entonces abundante.

En el Atlántico disminuyeron en extensión, pero aumentaron en potencia, el anticiclón de las Azores y su homólogo del Atlántico Sur, con lo que entre ellos, en la zona tropical, aumentó la fuerza de los alisios. Al ser más fuertes, los alisios atlánticos provocaban a lo largo de todo su recorrido un mayor afloramiento en superficie de aguas frías intermedias (Bush, 1998). También provocaban un cambio en la configuración y en el reparto altitudinal de la nubosidad. Con las aguas más frías, se formaban en el Atlántico tropical más neblinas y nubes bajas, de alta reflectividad, que enfriaban aún más las aguas, mientras que disminuían las nubes altas, que tienden a retener el calor abajo y calentar la superficie. Por lo tanto, la fortaleza de los alisios ejercía, a través de los cambios en la nubosidad, un efecto que se saldaba en más frío.

Por el contrario, en el Pacífico tropical, estudios de las temperaturas del agua del mar (en las islas Galápagos y en Mindanao) indican que en su zona oriental (la más fría) el agua apenas se enfrió, mientras que en su zona occidental (la más cálida) el enfriamiento fue de unos 3°C. Esto parece indicar, paradójicamente, que la situación barométrica y los vientos se parecían en cierta manera a los de una situación típica del Niño, con alisios más débiles, menos afloramiento de aguas frías intermedias y menos contraste térmico entre la región occidental y oriental del Pacífico tropical (Stott, 2002; Koutavas, 2002).

Capítulo 10. La Deglaciación

1. Las causas

2. La subida del nivel del mar

3. Fases y desfases entre el Ártico y la Antártida

4. El Younger Dryas

1. Las causas

La fusión de la mayor parte de los casquetes de hielo en el hemisferio norte se inició entre hace 20.000 años y 19.000 años (Clark, 2009) y finalizó por completo hace 8.000 años, cuando se alcanzó un volumen y extensión bastante semejante al actual. Es probable, sin embargo, que parte del hielo de la Antártida Occidental haya seguido fusionándose hasta muy recientemente. Quizás el retroceso de las plataformas de hielo costero que se manifiesta en algunos lugares de ese continente sería una continuación de la desglaciación comenzada hace veinte mil años (Conway, 1999).

El inicio de la última deglaciación (denominada Terminación I) todavía guarda muchas incógnitas. Los sondeos en los hielos de los dos extremos de la Tierra indican que lo que ocurría en Groenlandia a veces no estaba en fase con lo que ocurría en la Antártida. Ni siquiera está perfectamente clara la teoría clásica de que la deglaciación comenzó antes en el hemisferio norte que en el hemisferio sur, pues se ha constatado que en el transcurso de varios interstadiales el calentamiento de la Antártida antecedió al de Groenlandia. También parece que en los Andes tropicales la última deglaciación se produjo varios miles de años antes que en el hemisferio norte (Seltzer, 2002).

De todas formas todavía la teoría preferida es que la deglaciación comenzó en el hemisferio norte y que los cambios ocurridos en el Atlántico Norte antecieron en unas cuantas décadas al calentamiento global (Jouzel, 1999). Si así fue, una sucesión de causas y efectos de la deglaciación pudo ser la siguiente:

La causa astronómica

Veranos más cálidos. El factor que disparó el proceso, según la teoría clásica, fue de índole astronómica.

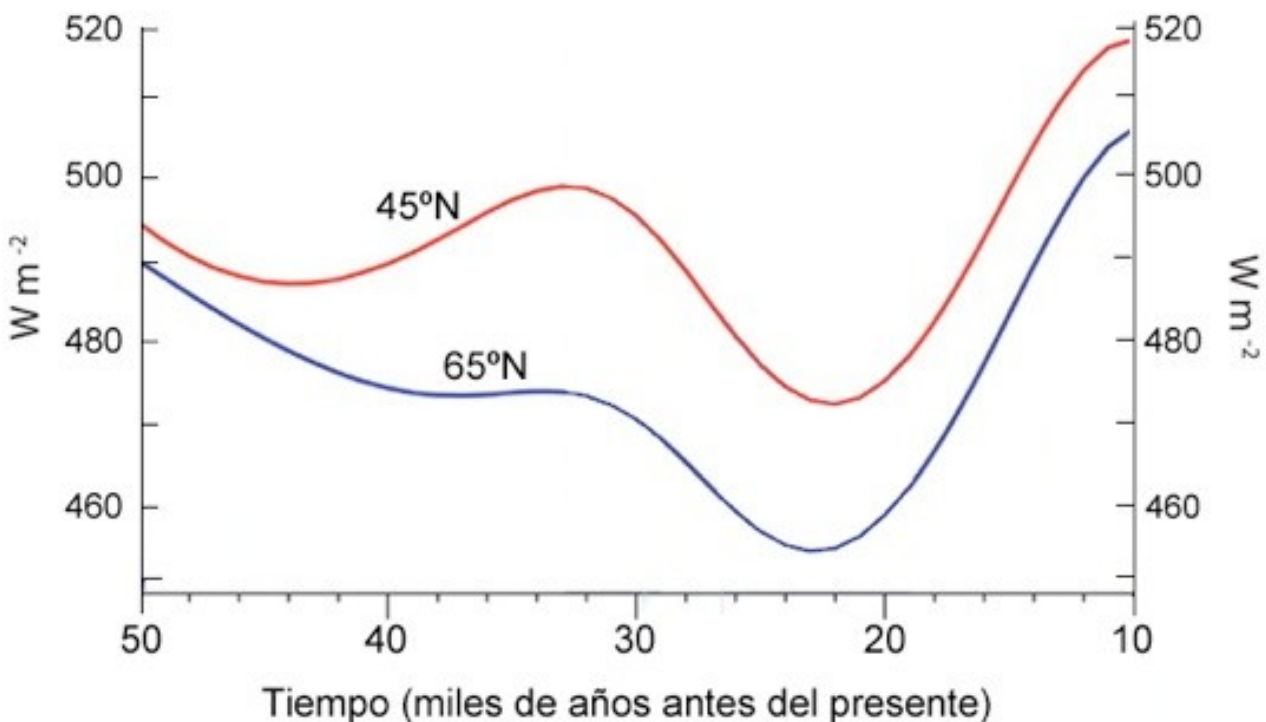


Fig. Radiación solar media entre el 21 de junio y 20 de julio en las latitudes 45°N y 65°N en el tope de la atmósfera entre el 50.000 y el 10.000 (Clark, 2009)

Durante los veranos, la radiación solar en las latitudes altas del hemisferio norte —que, según los ciclos de Milankovitch, comenzó a aumentar en el 22.000 antes del presente— incrementó la fusión estival de los hielos. Y durante los inviernos, al permanecer todavía frío el Atlántico Norte, empezó a producirse un suministro insuficiente de agua evaporada, con lo que la acumulación de nieve invernal en los mantos continentales Laurentino y Finoescandinavo comenzó a ser menor que la ablación veraniega.

Disminución del albedo

Una vez iniciado el retroceso de los hielos en los bordes meridionales de los mantos, se produjo un efecto de retroalimentación decisivo: en las altas latitudes de Norteamérica y de Eurasia, el bosque boreal, que iba recuperando terreno a la tundra, hizo disminuir el albedo del paisaje —sobre todo durante la primavera y el verano—, por lo que aumentó aún más la insolación durante la mitad iluminada del año.

Disminución de la banquisa marina

El aumento de calor estival en las regiones subárticas hizo que disminuyese la extensión de la banquisa ártica, que durante la glaciación actuaba como un aislante térmico entre el mar y el aire. Además, disminuía el albedo allí donde desaparecía el hielo.

Cambios en la circulación de vientos

La pérdida de altura del enorme manto Laurentino modificó las corrientes de vientos, especialmente los de las latitudes medias. El flujo del aire que desde el Pacífico entra en Norteamérica aumentó su componente zonal (oeste-este). También en el norte de Europa, la disminución durante el invierno de los anticiclones de bloqueo, que antes intensificaba el manto Finoescandinavo, contribuyó a una penetración más fácil y profunda en el continente de las masas de aire templadas llegadas del Atlántico. En definitiva, la mayor zonalidad oeste-este de los *westerlies* ayudó a que tanto Norteamérica como Eurasia tuviesen unos inviernos menos crudos gracias a una mayor influencia oceánica.

El dióxido de carbono

Otro factor que aceleró la descongelación y que quizás contribuyó a que ésta fuese global —y que no se ciñese solamente al hemisferio norte— fue el incremento de los gases invernadero.

La concentración del dióxido de carbono en la atmósfera aumentó en casi 100 ppm y contribuyó al calentamiento. En el transcurso de la desglaciación pasó de unas 180 ppm a más de 260 ppm. El reservorio atmosférico de carbono en forma de CO₂ pasó de 360 PgC (petagramos de carbono) a unos 550 PgC (en la actualidad es de 730 PgC).

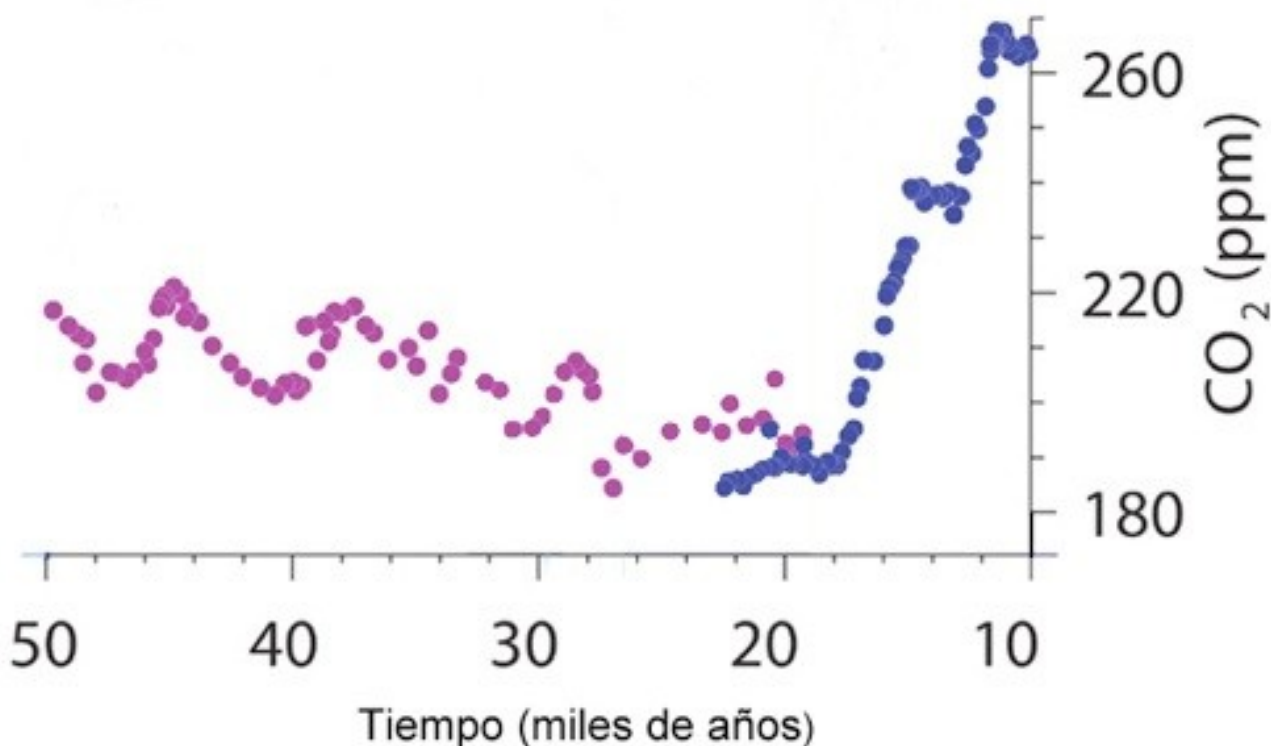


Fig. Incremento del CO₂ durante la desglaciación.

Este incremento produjo un aumento radiativo de unos **2,4 W/m²**, que repercutiría directamente en un incremento térmico global de algo más de 1°C.

El CO₂ añadido a la atmósfera durante la desglaciación no pudo provenir del reservorio de la vegetación continental y de los suelos, ya que se produjo también un aumento del carbono retenido por los suelos y por la biomasa terrestre. Se calcula que durante el Último Máximo Glacial la cantidad de carbono retenido en el reservorio de las tierras continentales (suelos y vegetación) era unos 800 Pg menor que el de hoy (Kaplan, 2002). Durante la desglaciación se produjo una expansión de las zonas de vegetación selvática y una disminución de las extensiones de sabanas y desiertos. En las latitudes medias y altas, la vegetación arbórea colonizó tierras que antes estaban heladas o que sostenían una pobre vegetación de tundra (Adams, 1990). En definitiva, en el transcurso de la desglaciación hubo una captación de CO₂ no sólo por parte de la atmósfera sino también por parte de la vegetación continental, cuya biomasa se incrementó notablemente.

Con una salvedad: las zonas que quedaron inundadas con la subida del mar. Una nueva teoría indica que el incremento del CO₂ atmosférico quizás provino en gran medida del carbono que había estado retenido en los suelos y en la vegetación de esas zonas inundadas. Se ha calculado que el carbono liberado debido a la inundación y la descomposición de la vegetación y suelos de esas plataformas emergentes, podría haber incrementado la concentración de CO₂ atmosférico entre 90 y 120 ppm (Montenegro, 2006). Ahora bien, esta teoría es reciente y no se sabe aún en qué proporción ese carbono biológico inundado pasó al aire.

Por lo tanto, parece que una gran parte del incremento del carbono atmosférico lo suministró el océano. Son dos los procesos posibles de transferencia (inversos a los que ocurrieron en el inicio de la glaciación):

- a) una mayor ventilación oceánica con afloramiento más intenso de aguas profundas ricas en CO₂
- b) una disminución de la captación fotosintética de CO₂ atmosférico por parte del fitoplancton marino.

Paradójicamente estos dos procesos son contradictorios, ya que un mayor afloramiento de aguas profundas implica más suelta de CO₂ al aire, pero suele estar acompañado de un mayor aporte de nutrientes y, por lo tanto, de una mayor producción fitoplanctónica, lo que implica lo contrario: más

absorción de CO₂ por parte del océano. Y viceversa. Por lo tanto no es fácil saber cuál de estos dos procesos prevaleció y cómo variaron de intensidad en el transcurso de la deglaciación (Sundquist, 1993).

Recientes modelos de circulación oceánica indican que probablemente lo más importante fue la mayor ventilación oceánica, especialmente en los Mares del Sur cercanos a la Antártida. La mengua de las banquisas de hielo y el incremento del flujo termohalino de corrientes, con un mayor afloramiento de aguas profundas, ventiló el océano, exhalando a la atmósfera parte del CO₂ que durante la glaciación había sido retenido en sus aguas (Stephens, 2000).

También pudo haber cambios en la ventilación de CO₂ que se produce en el Pacífico Ecuatorial. Actualmente esta es la zona de mayor evasión de CO₂ a la atmósfera (del orden de 1 PgC/año). La mayor parte se produce en su zona oriental, en donde el afloramiento es más intenso. En las épocas más cálidas de la glaciación, en los interestadiales, parece que las situaciones de La Niña son más frecuentes y la suelta de CO₂ en el Pacífico Ecuatorial más intensa. Lo mismo pudo ocurrir en los milenios de la deglaciación, especialmente durante el Bølling-Allerød (Palmer & Pearson, 2003).

Recientemente se ha pensado que el CO₂ también pudo provenir del permafrost descongelado que durante la glaciación habría retenido una gran cantidad de carbono. Según el investigador ruso Zimov en la actualidad el permafrost retiene más carbono que el contenido en la vegetación (650 Pg) y algo menos que el contenido en los suelos (1.500 Pg). Durante la glaciación pudo contener más del doble y este carbono, por descomposición, fue liberado en forma de dióxido de carbono y de metano durante el proceso de la deglaciación (Zimov, 2006).

Una parte indeterminada del incremento del CO₂ pudo provenir también de la oxidación atmosférica del metano, ya que el CH₄ en la atmósfera se combina con los radicales OH y se destruye formando CO₂ y agua.

El metano

La concentración de metano durante la deglaciación se duplicó, pasando de 0,4 ppm a 0,7 ppm. Esta duplicación produjo un forzamiento radiativo de unos 0,3 W/m², por lo que la subida térmica atribuible en sí a este aumento, sin otros efectos indirectos, sería tan sólo de alguna décima de grado.

No está claro aún a qué se debió el incremento del metano en el aire. Probablemente la clave está más en las regiones de las latitudes altas que en las tropicales. En las latitudes altas se formaron nuevos humedales allí en donde se fueron retirando los hielos: en Canadá, Siberia y norte de Europa, especialmente. Además la subida del nivel del mar y la ocupación de las tierras costeras polares contribuiría a la descongelación de vastas zonas de permafrost y al escape de metano retenido en los cristales de hielo del subsuelo (MacDonald, 1990).

Por otra parte, un factor importante del incremento de la concentración del metano atmosférico pudo ser la disminución de los radicales OH en el aire, los cuales oxidan y destruyen la molécula de CH₄. Esta disminución de radicales OH pudo ser debida al aumento de ciertos compuestos volátiles orgánicos, VOC, como isoprenos y monoterpenos, aceites olorosos que arrojan al aire los bosques y que consumen también esos radicales. En definitiva, el aumento de la vegetación arbórea quizás favoreció también el incremento del metano (Valdés, 2005).

El óxido nitroso

Otro gas invernadero que incrementó su concentración atmosférica en el transcurso de la deglaciación fue el óxido nitroso (N₂O), de 0,19 ppm a 0,27 ppm. El aumento supuso un forzamiento radiativo directo de unos 0,3 W/m², semejante al del metano. Las principales fuentes de N₂O son los suelos tropicales y templados, y las zonas oceánicas de afloramiento de aguas profundas. Su sumidero principal es la estratosfera, en donde se fotodisocia en otros compuestos. Al igual que el metano, sus variaciones durante la deglaciación siguieron la evolución de las temperaturas (Flückiger, 1999).

El vapor de agua

Finalmente, pero lo más importante, el aumento del vapor de agua contenido en la atmósfera fue posible gracias al aumento de la temperatura del aire, lo cual reforzó decisivamente el efecto invernadero y el calentamiento.

2. La subida del nivel del mar

Del estudio de las terrazas coralinas de la isla de Barbados, de Tahití y de Huon, en Nueva Guinea, se deduce que el ritmo de la subida del nivel del mar durante la desglaciación —de unos 12 mm/año, o de unos 120 metros en diez milenios— no fue del todo lineal (Fairbanks, 1989; Edwards, 1993; Hanebuth, 2000). Al análisis de las terrazas de corales se le ha añadido recientemente algunos estudios de evolución de sedimentos costeros, todo lo cual permite distinguir tres pulsiones de fusión (*melt water pulse*, MWP).

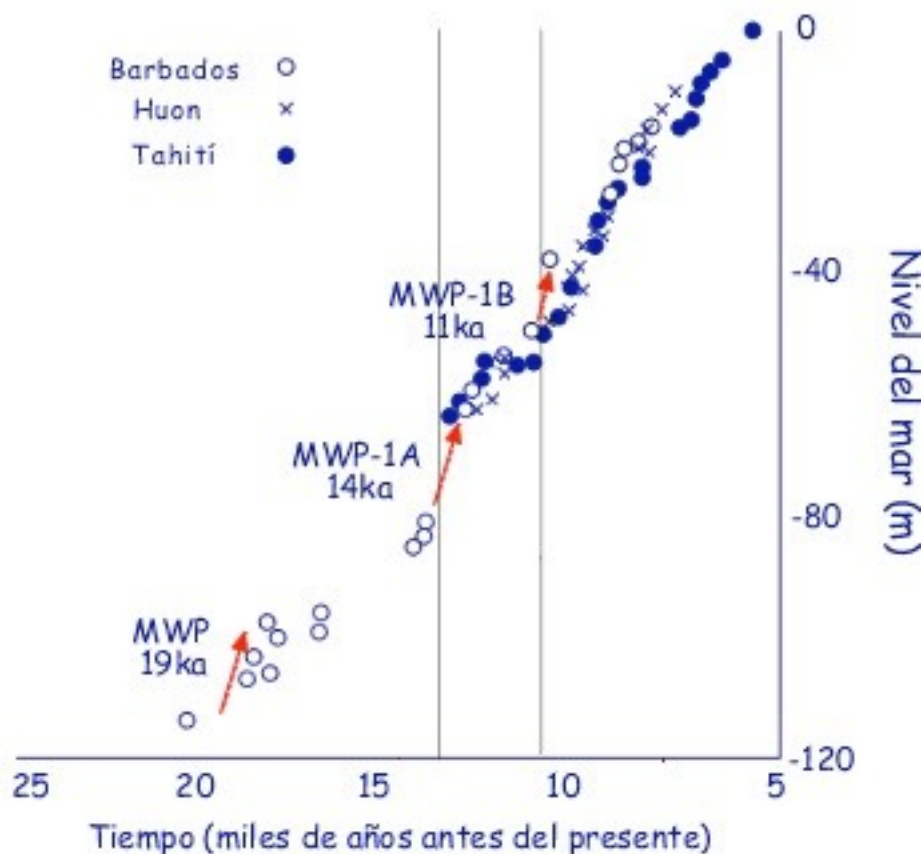


Fig. Subida del nivel del mar durante la última desglaciación según sedimentos costeros y diversas terrazas coralinas (en metros).

Los estudios sedimentarios en la plataforma oceánica australiana (Bonaparte Gulf) y en el mar de Irlanda parecen indicar que la desglaciación comenzó abruptamente hacia el 19.000 antes del presente. Fue la primera pulsión de fusión intensa (*melt water pulse*), con una subida de unos 10 metros, que ocurrió en unos pocos cientos de años, al comienzo del período frío denominado Oldest Dryas en Europa. El ritmo de subida debió alcanzar los 50 mm/año (Yokoyama, 2000; Clark, 2004; Alley, 2005). Probablemente se debió a un deshielo inicial de la Antártida que ocasionó una variación en el circuito termohalino de corrientes oceánicas que acabó afectando también al hemisferio norte, con mayor producción de agua profunda, intensificación de la Corriente del Golfo y calentamiento del Atlántico Norte (Weaver, 2003). Los análisis de Be-10 indican que las morrenas de Polonia y los Países Bálticos se retiraron considerablemente, indicando también un fuerte deshielo del Manto Finoescandinavo (Rinterknecht, 2006).

A partir de la curva del ritmo de subida según los corales de Barbados se han solido considerar otros

dos episodios cortos de fuerte deshielo. El primero (MWP-1A), de unos 20 metros, se produjo durante la primera parte del calentamiento Bølling-Allerød, aproximadamente entre el 14.200 y el 13.700 antes del presente, y la causa probable fue la descongelación parcial de hielo en la Antártida (Basset, 2005). Duró 500 años y el ritmo de subida fue rapidísimo, 40 mm/año (4 metros por siglo).

El segundo fue menos importante (MWP-1B) y ocurrió alrededor del 11.000 antes del presente, tras el calentamiento que dio fin al Younger Dryas y comienzo del Holoceno. Sin embargo este evento de intensificación de la subida, aunque parece observarse en los corales de Barbados, no aparece en los corales de Tahití, por lo que es puesto en duda (ver figura abajo).

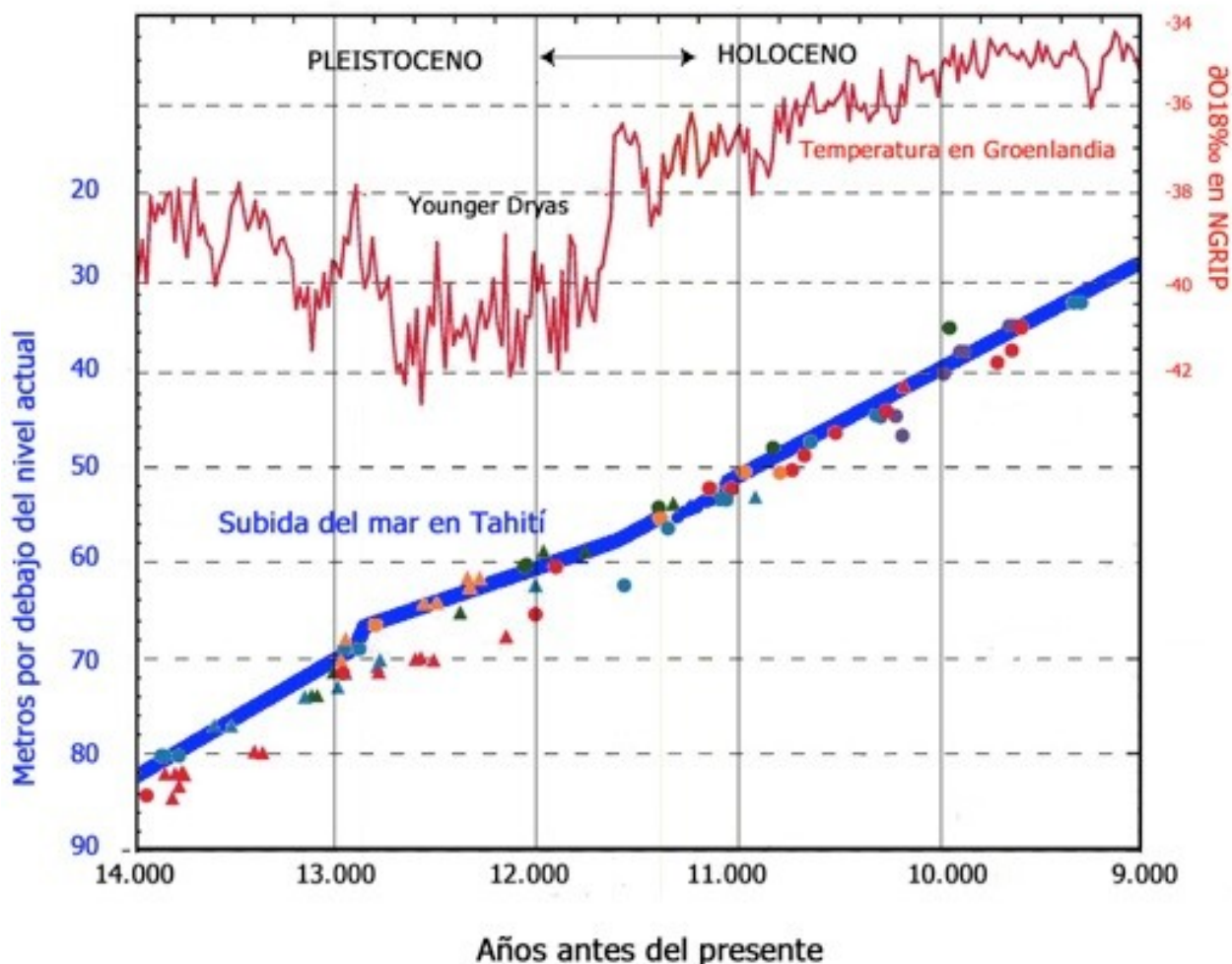


Fig. Subida del mar en Tahití según los corales entre el 14.000 y el 9.000 antes del presente (azul) y evolución térmica en Groenlandia según los isótopos del oxígeno (ver apéndice 6)(Bard 2010)

Según los datos nuevos de Tahití, el mar subió de forma más lenta durante el Younger Dryas a un ritmo de 7,5 mm/año. Anteriormente y después, a principios del Holoceno, lo hizo a un ritmo bastante regular de unos 12 mm/año (Bard, 2010).

No se comprende muy bien por qué en el transcurso de la desglaciación hubo esas pulsaciones de fusión de hielos y de subida del nivel del mar. Algunos científicos han especulado que serían debidas a un desfase entre el deshielo del manto Finoescandinavo, que ocurriría primero, y el del manto Laurentino, que tendría lugar después (Lindstrom, 1993). También pudo contribuir el deshielo de la Antártida. Sobre todo, en la subida MWP-1A (Clark, 2002). Pero no está claro aún en qué orden y de qué forma contribuyó cada fuente de deshielo a que se produjesen esos cambios bruscos de subida del nivel del mar (Quinn, 2000), ni tampoco la proporción de influencia en la subida que tuvo la dilatación de las aguas debida al calentamiento.

3. Fases y desfases entre el Artico y la Antártida

Tampoco el aumento de las temperaturas durante la última desglaciación ocurrió de una forma lineal ni espacialmente simultánea. Las curvas de evolución de las temperaturas en Groenlandia y en la Antártida, que se conocen gracias al estudio de los hielos, muestran una variación bastante diferente.

En Groenlandia, la temperatura aumentó sobre todo hacia el 14.700 antes del presente y en unas pocas décadas alcanzó un valor medio casi semejante al actual (Severinghaus, 1999). Con el calentamiento la cantidad de nieve anual media se duplicó bruscamente de unos 10 cm/año a 20 cm/año según el sondeo en Summit. Inmediatamente después de este brusco calentamiento, que duró solo entre 10 y 50 años, la tendencia en Groenlandia de nuevo se invirtió y durante unos milenios se produjo una lenta regresión al frío, en cuyo momento de frío más intenso, entre hace 12.200 y 11.500 años antes del presente, las temperaturas llegaron a ser unos 15°C más bajas que las actuales. y el espesor de la nieve precipitada cada año se redujo de nuevo a unos 10 cm. Este período frío, denominado Younger Dryas, acabó también bruscamente en el 11.500 antes del presente, cuando de nuevo las temperaturas subieron definitivamente, poniendo fin a la glaciación.

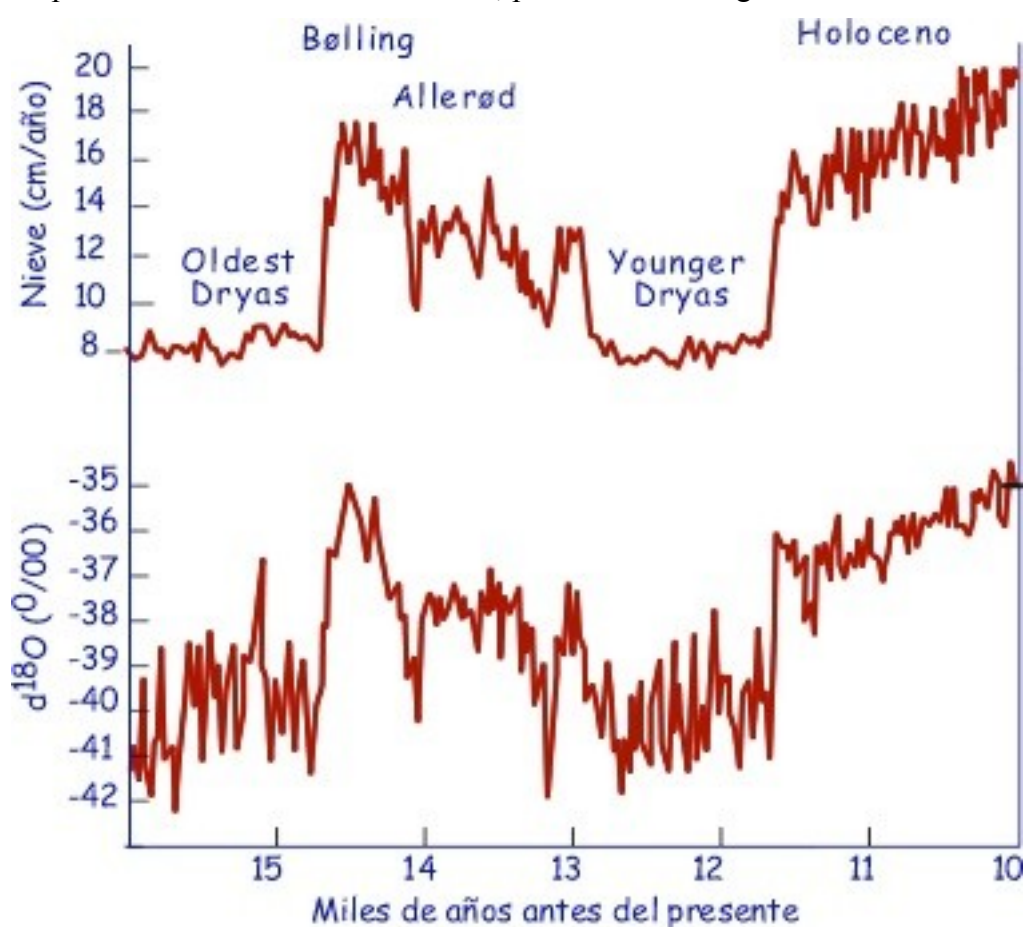


Fig. Evolución de la cantidad de nieve precipitada en Summit, Groenlandia, en centímetros anuales, durante la desglaciación (arriba). Evolución de los isótopos del oxígeno dependiente de la temperatura (abajo).

Groenlandia y Europa

En el Atlántico Norte y en Europa, el ritmo de la deglaciación fue probablemente parecido al de Groenlandia.

Según estudios polínicos y de sedimentos lacustres, el llamado Oldest Dryas fue el último período frío de la glaciación, entre el 19.000 y el 14.700 antes del presente. Durante esta fase ocurrió el episodio Heinrich-1 de suelta masiva de icebergs en el Atlántico Norte. Coincidió con un enfriamiento intenso de las aguas registrado en un sondeo frente a la costa del sur de Portugal. El

Oldest Dryas siguió al Último Máximo Glacial y, aunque en principio fue más cálido, le superó en frialdad en las aguas portuguesas.

Entre el 14.700 y el 13.000 antes del presente se produjo un brusco calentamiento, el cálido Bølling-Allerød, durante el cual, las temperaturas se mantuvieron altas. Numerosos yacimientos de polen en Europa indican que la flora glacial anterior de hierbas y arbustos del Oldest Dryas fue sustituida durante el Bølling-Allerød por una vegetación arbórea templada. No obstante, en el transcurso de este período cálido se intercalaron algunos intervalos cortos fríos.

Hacia el 13.000 se entró bastante bruscamente en un período relativamente estable y frío, el Younger Dryas (Dryas III), que duró hasta el 11.500 antes del presente. El nombre del período se deriva de la planta *Dryas Octopetala*, de pálidas flores amarillas, típica de la tundra, que hizo de nuevo su aparición en las tierras meridionales de Europa. A continuación tratamos este período con más detalle.

Antártida

En la Antártida, el ritmo fue diferente. La temperatura comenzó a aumentar hacia el 18.000 antes del presente, por lo tanto antes de que lo hiciese con claridad en el hemisferio norte. La subida se interrumpió hacia el 14.000 y entonces se produjo un ligero enfriamiento (Jouzel, 2001). Este enfriamiento, llamado Antarctic Cold Reversal, no llegó a ser tan pronunciado como el de Groenlandia y acabó antes que el Younger Dryas, pues hacia el 12.500 la temperatura de nuevo reinició la subida.

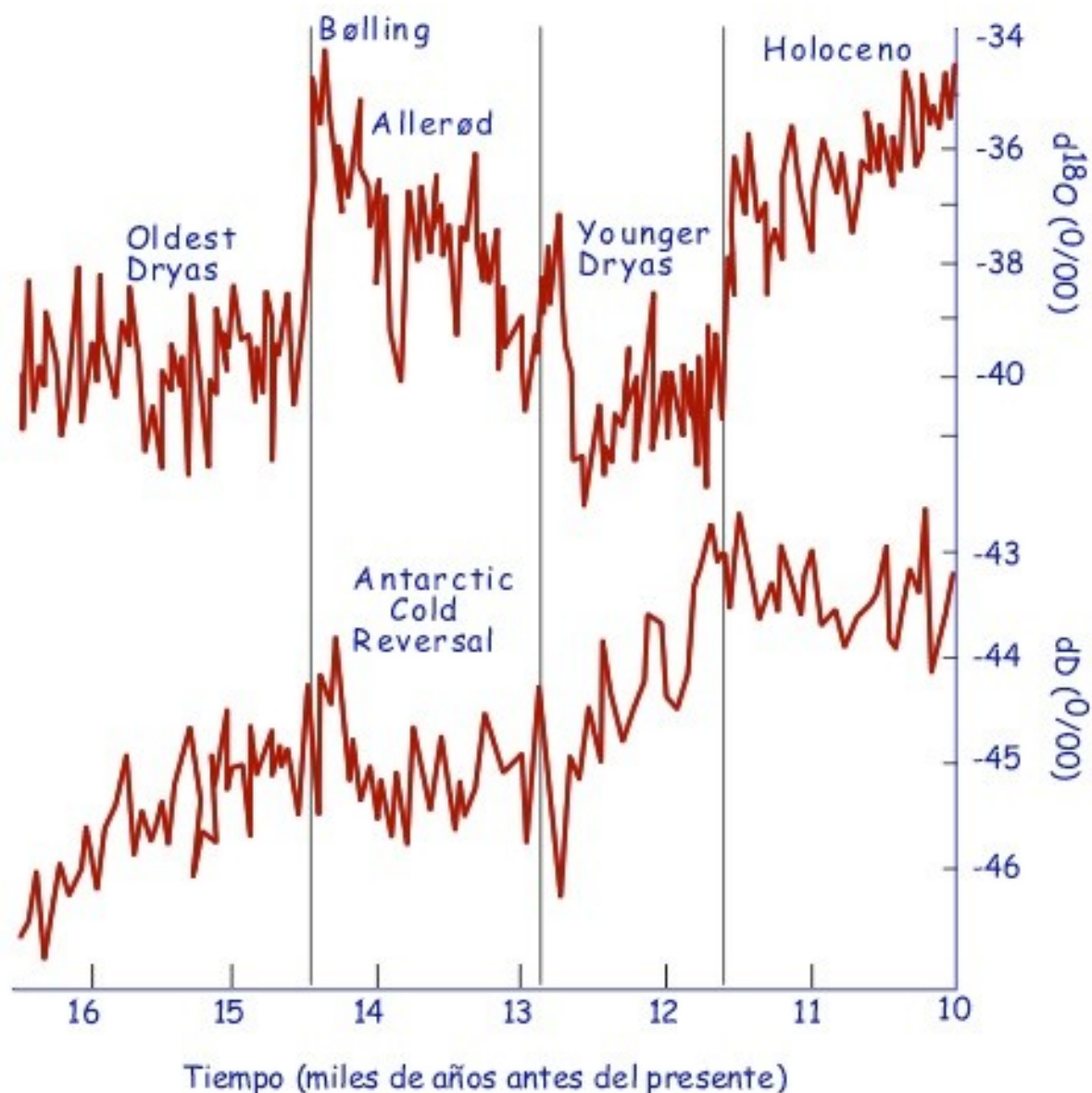


Fig. Desfases durante la última desglaciación entre Groenlandia (arriba) y la Antártida (abajo) según los isótopos del oxígeno y del hidrógeno respectivamente.

También un reciente estudio polínico de una turbera de Nueva Zelanda parece indicar allí un período frío de unos mil años, comenzado en el 13.600 antes del presente, bastante antes de que el Younger Dryas en el norte entrara en su apogeo (Newnham, 2000).

Estos desfases, aún bastante misteriosos, entre lo que indican los hielos de Groenlandia y de la Antártida, estuvieron quizás motivados por el efecto térmico diferente que causaba en uno y otro polo las descargas de agua dulce procedente de la fusión de los hielos y la variación de la circulación termohalina atlántica (Knorr, 2003; Knutti, 2004).

Pero no todos los modelos numéricos indican que las variaciones de la circulación termohalina produjeran este desfase bipolar (bipolar seesaw) (Stocker, 2002; Stocker, 2003). Algunos lo atribuyen más bien a una datación errónea de los sondeos interiores de la Antártida, en donde la nieve es muy escasa y creen que otros sondeos, como el de Law Dome, en la costa, y en donde la nieve es más abundante, permiten hacer una datación más precisa y producen unos resultados diferentes, en los que el bipolar seesaw queda más difuminado (Morgan, 2002).

4. El Younger Dryas

Hace 12.900 años, tras el calentamiento del Bölling-Allerød, el clima europeo recayó en un período de nuevo muy frío, el Younger Dryas. La palabra Dryas se deriva de la *Dryas Octopetala*, planta de pálidas flores amarillas, típica de la tundra, que hizo de nuevo su aparición en las tierras meridionales de Europa, en donde desaparecieron los árboles y fueron sustituidos otra vez por una vegetación muy pobre. Las temperaturas de invierno en Europa durante el Younger Dryas volvieron a ser muy bajas. Numerosos estudios polínicos, sedimentarios y de otro tipo así lo señalan. Este intervalo frío, cuyo abrupto origen causa aún cierta sorpresa, acabó también súbitamente hacia el 11.700 antes del presente, cuando se produjo la subida térmica definitiva que dio entrada en el hemisferio norte al período Preboreal y, con él, al interglacial actual: el Holoceno.



Fig. Flores de *Dryas Octopetala*

Se ha especulado mucho sobre la vuelta al intenso frío invernal que afectó a Europa durante el Younger Dryas y que tanto debió sorprender a nuestros ancestros paleolíticos europeos, recién acostumbrados al calor. Quizás algunas zonas se salvaron mejor que otras de la renovada crudeza del clima. Es posible, por ejemplo, que entonces la región del suroeste europeo Cantabria-Pais Vasco-Aquitania, en plena efervescencia de la cultura magdaleniense, se convirtiese en una zona refugio de Europa, tanto para animales como para humanos, al verse favorecida por un clima más benigno motivado por una mayor frecuencia del viento sur y del efecto föhn invernal (Uriarte, 1996).

En aquella época, al inicio del *Younger Dryas*, hace 12.900 años, la insolación estival en el hemisferio norte, derivada de los análisis de Milankovitch, era mayor que la actual y continuaba aumentando (al máximo se llegaría hace 11.000 años). Por lo tanto, no había una causa astronómica para que de repente se ralentizase el deshielo veraniego y avanzasen otra vez los glaciares, sino todo lo contrario.

La clave del enfriamiento debió estar en otra parte: probablemente en el Atlántico. Se sabe que el sistema de corrientes del Atlántico en la transición del Bølling-Allerød al Younger Dryas se debilitó abruptamente y adoptó un modo parecido al que tenía durante los períodos más fríos de la glaciación. En el Atlántico, las aguas superficiales polares avanzaron otra vez hacia el sur, hasta la latitud de la Península Ibérica. Las aguas templadas que transportan la corriente del Golfo y la Deriva Nordatlántica apenas lograban llegar ya hasta la latitud de la Península.

Muchos son los indicios marinos de esta invasión meridional de agua fría. Por ejemplo, el tipo de microfauna fósil hallado en los sedimentos frente a las costas de Lisboa indica un enfriamiento de unos 10°C en la temperatura del agua. También la aparición de foraminíferos de aguas polares en latitudes medias, como la *Neogloboquadrina pachyderma* (s), indica un claro enfriamiento del Atlántico. Finalmente, la existencia de derrubios terrígenos transportados por icebergs y depositados en el fondo del mar en latitudes bastante bajas son también muestra del enfriamiento agudo del agua que se produjo entre hace 12.900 y 11.600 años.

Una vez debilitada la correa termohalina el factor albedo pudo exacerbar el proceso de enfriamiento. El albedo es el porcentaje de luz solar que se refleja y se pierde en el espacio. El incremento de la formación de hielo marino reflectante se vio favorecido por la desalinización parcial del agua marina, que de esta forma se congelaba con mayor facilidad. Este proceso sería especialmente agudo durante el invierno, estación en la que la insolación hace 11.000 años era en el

hemisferio norte bastante menor que la actual.



Fig. Norteamérica y el Atlántico Norte en el Younger Dryas

La hipótesis hasta hace poco más aceptada sobre cómo empezó todo fue ideada por el oceanógrafo Wallace Broecker. Al comienzo de la desglaciación, en el primer período cálido Bølling-Allerød, la progresiva fusión de los hielos del manto Laurentino había ido formando en su borde meridional un gran lago de agua dulce, el lago Agassiz, situado al oeste de la región que hoy ocupan los grandes lagos americanos. Este lago tenía una salida hacia el sur, a través del río Mississippi, y sus aguas dulces acababan desembocando en el Golfo de México.

Pero más o menos súbitamente, cuando se derritió una barrera de hielo en el borde oriental del lago, que cortaba su comunicación con el Atlántico Norte, las aguas comenzaron a desagüar en el océano a través del canal de San Lorenzo en vez de seguir la ruta del Mississippi. Este aporte de agua dulce al Atlántico Norte, cuyo caudal fue durante unas decenas de años superior al caudal que hoy lleva el Amazonas, produjo una brusca disminución de la salinidad y de la densidad del agua superficial marina, lo que frenó el mecanismo de hundimiento del agua superficial y la producción de agua profunda (North Atlantic Deep Water) (ver apéndice). En consecuencia, se debilitó el sistema termohalino (llamado a veces MOC, Meridian Overturning Circulation, circulación meridiana volteante) y, con él, la corriente del Golfo y la deriva nordatlántica. Así, el Atlántico Norte se vio sometido a un largo período de vuelta al frío, que duró más de mil años: el Younger Dryas.

Sin embargo no se han podido encontrar pruebas geológicas de esta gran inundación que, de producirse, debió haber erosionado el terreno y creado un valle encañonado por donde desagüasen las aguas del Lago Agassiz hacia el Atlántico.

Es posible también que el incremento de agua dulce en la región más septentrional del Atlántico fuera causado por un mayor desagüe de agua dulce desde el Ártico a través del estrecho de Fram,

entre Spitzbergen y Groenlandia. En la actualidad, a través de este estrecho circula hacia el sur, sobre todo en invierno, una fuerte corriente con hielo marino que procede del Artico. Es posible que durante el Younger Dryas el Artico recibiese agua dulce de deshielo desde el sector occidental del manto de hielo norteamericano, en la región de Keewatin, y que también hubiese un desagüe importante del deshielo a través de la Bahía de Hudson. Este exceso de agua dulce era luego exportado hacia el Atlántico Norte a través del estrecho de Fram y frenaba la circulación termohalina (Tarasov, 2005).

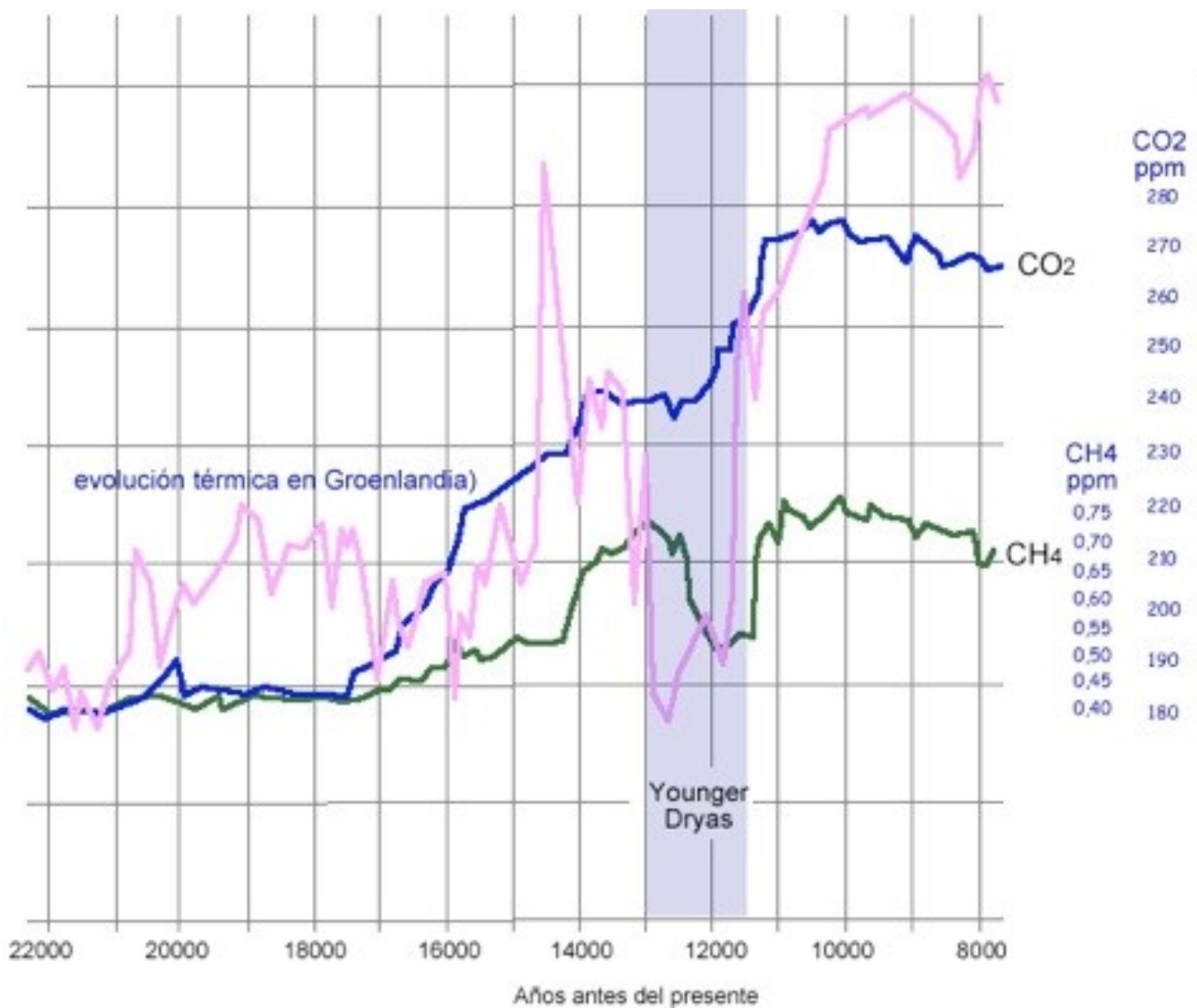


Fig. Trayectorias de las aguas de desagüe de los lagos glaciares del Manto Laurentino

El enfriamiento del Younger Dryas fue muy claro en Europa y existen indicios de que afectó a otras regiones y latitudes: desde la Patagonia, en Argentina, hasta el Mar de Sulu, en Filipinas.

Sin embargo, en la Antártida la temperatura aumentó y una meticulosa reconstrucción de las morrenas de un antiguo glaciar en Nueva Zelanda, cronológicamente datada por el Be10 de las rocas, indica que el glaciar sufrió un claro retroceso en aquella época (Kaplan, 2010).

Una de las señales que parece indicar que el enfriamiento del Younger Dryas fue muy general es que la concentración de metano en la atmósfera se redujo en un 25 %, dato que se registra en los hielos de Groenlandia y en los de la Antártida, pero, por el contrario, el dióxido de carbono aumentó, lo que hace pensar que quizás hubiese una suelta de ese gas en los Mares del Sur, motivado por un cambio en la circulación termohalina oceánica.



Evolución del CO₂ y CH₄ durante la última desglaciación

Fig. Evolución del dióxido de carbono y del metano durante la desglaciación. Datos de CO₂ y CH₄ en la estación EPICA (Antártida).

Hasta hace poco tiempo se había creído que la disminución del metano debió producirse como consecuencia de que el enfriamiento redujo las precipitaciones y, en consecuencia, se hizo menor la extensión de los humedales de zonas tropicales. Pero probablemente la causa principal de la disminución de metano habría que buscarla en otra parte, en las latitudes altas, en donde el frío reduciría la actividad biológica y con ella la producción de ese gas en los ecosistemas de tundra y turberas.

Tampoco, a pesar de la vuelta al frío, bajó el nivel del mar, sino que siguió elevándose suavemente (unos 3 mm/año frente a los 40 mm/año en el inicio del Bølling-Allerød), lo que indica que el hielo acumulado en los continentes siguió disminuyendo, a pesar de que en varias regiones de Europa hubo un reavance muy importante de los glaciares. De hecho durante el Younger Dryas casi toda Escocia quedó de nuevo cubierta por el hielo y hay constancia de que en los Alpes Suizos la cota de las nieves perpetuas volvió a estar 300 metros más abajo que la actual.

El *Younger Dryas* terminó aún más bruscamente de como había comenzado. En unas pocas decenas de años, hacia el año 11.700 antes del presente, se produjo en Groenlandia una subida térmica de hasta 10°C. En Europa, los sedimentos de algunos lagos de Polonia (lago Gosciaz), de Suiza (lago Gerzensee) y de Alemania (lago Ammersee) parecen también indicar la terminación del Younger Dryas más o menos al mismo tiempo, quizás con algunos años de retraso con respecto a Groenlandia.

La finalización drástica del Younger Dryas se manifiesta también en la curva de la acumulación de nieve en Summit, Groenlandia. En unas pocas decenas de años, el espesor medio anual de precipitación pasó de 100 mm a 200 mm. También la concentración de metano, en un breve período de 200 años, ascendió de 0,50 ppm a 0,75 ppm.

En definitiva, hace 11.700 años, las corrientes oceánicas adoptaron el modo de funcionamiento más o menos parecido al que hoy conocemos. Las aguas superficiales del Atlántico Norte se volvieron a calentar y las temperaturas, especialmente en Europa, ascendieron de nuevo varios grados en unas pocas décadas. Finalizaba así el Pleistoceno y comenzaba un nuevo período templado, el Holoceno, que iba a facilitar que el homo sapiens sapiens saliese de las cuevas, creciese y se multiplicase.

Capítulo 11. El Holoceno

1. El comienzo y primera parte del Holoceno

2. Episodio excepcional del 8.200 antes del presente

3. Africa más húmeda

4. Enfriamiento y avance del desierto

5. Declive y surgimiento de antiguas y nuevas civilizaciones

6. El Holoceno en Europa

1. El comienzo y primera parte del Holoceno

Tras el ascenso brusco de las temperaturas que se produjo al final del Younger Dryas, finalizó el Pleistoceno y se entró en el último período interglacial del Cuaternario: el Holoceno.

Un factor importante de variación térmica, que actuó a lo largo de este período, fue la paulatina disminución de la insolación veraniega en el hemisferio norte. Debido a la precesión de los equinoccios, la insolación en el hemisferio norte alcanzó un máximo al inicio del Holoceno. La insolación veraniega en el hemisferio norte era entonces un 8 % superior a la actual, mientras que la de invierno era un 8 % inferior. Por lo tanto, al comienzo del Holoceno, hace unos 11.500 años, la diferencia de insolación en el hemisferio norte entre los veranos y los inviernos era bastante mayor que la diferencia que existe en la actualidad: los veranos eran más cálidos y los inviernos más fríos. Los cambios de este reparto estacional de la radiación solar repercutieron en la evolución de algunas características importantes de la circulación atmosférica y, sobre todo, de la humedad continental.

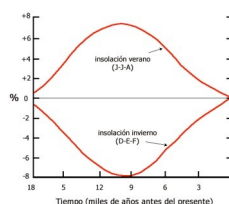


Fig. Porcentajes de insolación con respecto al presente en el hemisferio norte durante los meses del verano y del invierno, en el transcurso de los últimos 18.000 años (Kutzbach, 1993)

Hace 11.500 años, los hielos del manto Finoescandinavo se habían ya derretido por completo, pero los del manto Laurentino, aunque también habían perdido ya la mayor parte de su espesor, todavía no lo habían hecho del todo. Así, hace 9.000 años, toda la mitad este de Canadá estaba aún cubierta por una capa de nieve que resistía la ablación veraniega. Esta extensa región mantuvo durante el comienzo del Holoceno un albedo alto, que sin duda provocaría una contención del calentamiento en las zonas limítrofes.

Los hielos del manto Laurentino no desaparecieron por completo hasta hace 8.000 años, dejando a la vista un paisaje erosionado de formas suaves y plagado de lagos, característico hoy de Canadá y

del norte de Estados Unidos.

Se cree que la temperatura media de la superficie de la Tierra durante el Holoceno no se ha solido alejar de los 14°C-15°C, a excepción de algunos períodos cortos de brusco enfriamiento, como el que aconteció en un episodio de enfriamiento brusco hace 8.200 años (DeMenocal, 2000). A nivel global, las oscilaciones han sido de 1°C o 2°C.

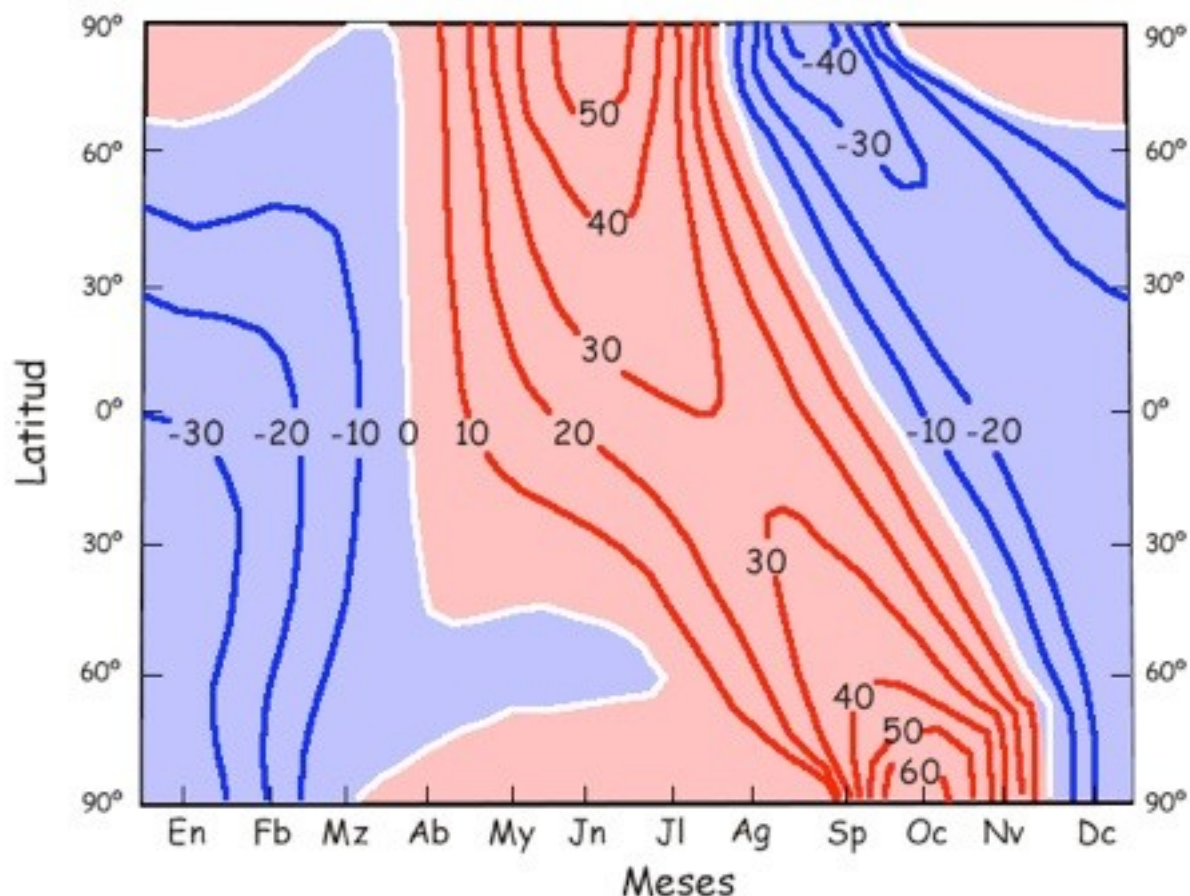


Fig. Diferencias de insolación diaria en W/m^2 en el tope de la atmósfera entre hace 10.000 años y el presente, según la latitud y el mes del año (Goose et al., 2010)

El Hypsithermal (Óptimo Climático del Holoceno), 10.000-5.000 años antes del presente

Hace unos 10.000 años, la Tierra entró en un período cálido (el Hypsithermal) y húmedo que tuvo su punto de inflexión hacia el 6.000 años antes del presente.

Del estudio de los sedimentos biológicos del Ártico se deduce que la banquisa de verano ocupaba entonces una superficie que era solamente el 50% de la actual y la de invierno el 75% (Miller, 2001), probablemente debido a la mayor insolación, que se acentuaba durante el final de la primavera y el verano. Se cree que la temperatura superficial de las aguas de los mares subárticos era en Agosto unos 5°C superior a la actual (Darby, 2001).

Se sabe por estudios de fósiles de ballenas jorobadas migratorias que el “paso del noroeste”, entre las islas canadienses, estaba abierto en alguna época próxima al 9.500 años antes del presente. En la actualidad los hielos de los mares que bañan el archipiélago ártico canadiense no se derriten lo suficiente en verano como para permitir la comunicación entre los océanos Ártico y Pacífico, por lo que los stocks del Mar de Bering y del Estrecho de Davis de esta especie no se entremezclan (Fisher, 2006).



Fig. El “paso del noroeste”. Posible ruta ártica entre el Atlántico y el Pacífico a través de los estrechos helados de las islas canadienses

Pero aparte de la templanza del Ártico, la característica más importante del Hypsithermal es sin duda el aumento de la humedad en el África sahariana y saheliana, en cuyo estudio nos detendremos un poco más adelante. Tampoco pasaremos por alto la existencia de un corto período de brusco enfriamiento hace 8.200 años.

En Asia, los desiertos de Arabia y de Rajasthan conocieron también períodos más húmedos durante esta primera mitad del Holoceno. Lo atestiguan lechos sedimentarios de paleolagos y paleosuelos que contienen polen fósil indicativo de una vegetación de sabana. También los sondeos en el fondo del Océano Índico, frente a las costas de Arabia, indican períodos con un mayor afloramiento de agua profunda, motivado probablemente por unos vientos monzónicos veraniegos más intensos. Las modelizaciones climáticas del 6.000 antes del presente indican que las temperaturas en el centro de Asia durante el verano boreal fueron entre 2°C y 3,5°C superiores a las actuales. Las precipitaciones también serían mayores.

En América, análisis realizados sobre la variación de la sedimentación terrígena en la cuenca marina de Cariaco, en Venezuela, indican una primera parte del Holoceno, con su momento álgido hacia el 8.000 antes del presente, en la cual el caudal de los ríos que desembocaban en ella era mucho más abundante, por lo que se supone que las precipitaciones también lo eran (Haug, 2001). Aunque parezca paradójico, análisis sedimentológicos en la región ecuatorial americana indican que esta primera mitad del Holoceno, más cálida y húmeda a nivel global que la segunda mitad, registró una actividad menor del Niño (Rodbell, 1999).

2. Episodio excepcional del 8.200 antes del presente

Excepcionalmente, en esta primera mitad del Holoceno, existieron algunos períodos de aridez, en los que se produjo una bajada drástica del nivel de los lagos africanos y probablemente también de las temperaturas globales. Lo que nos recuerda que la historia del clima está siempre puntuada por acontecimientos raros.

El más anormal de estos episodios se registró entre el 8.400 y el 8.000 antes del presente, con un pico de enfriamiento hacia el 8.200 antes del presente (Barber, 1999). Afectó especialmente a Groenlandia y a Europa, pero hay indicios de ese enfriamiento en otras regiones lejanas, como China o África tropical, en donde provocó también episodios secos y ventosos (Rohling, 2005; Morrill, 2005). Por el contrario, los sondeos en el hielo de la estación Vostok, en la Antártida, señalan que allí el episodio fue de calentamiento (Petit, 1999).

La concentración de metano disminuyó a nivel global, los colores de los sedimentos de Cariaco (Venezuela) correspondientes a esa época aparecen más claros y la temperatura en Summit (Groenlandia) descendió unos 6 °C.

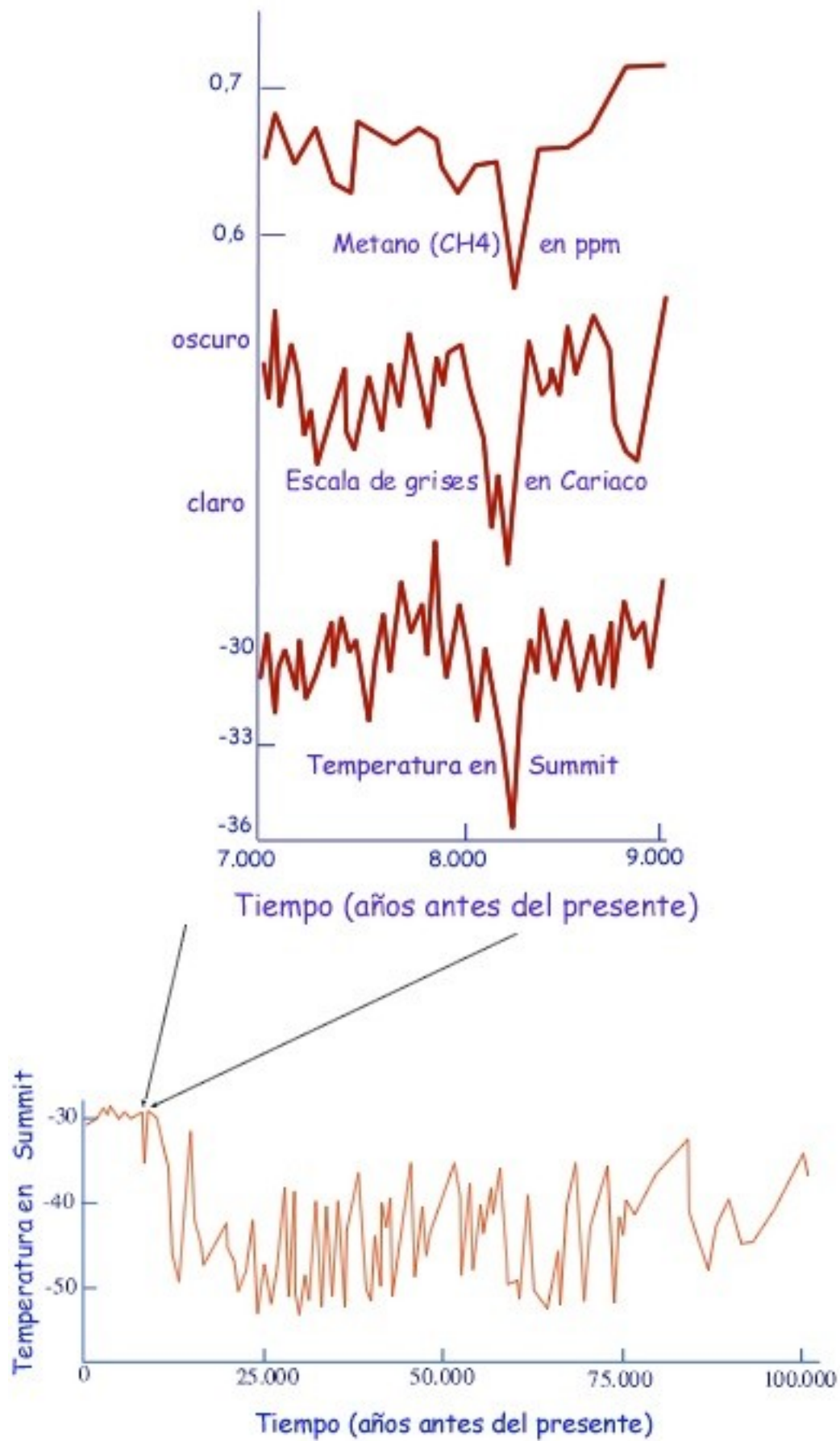


Fig. El evento de enfriamiento del 8.200 antes del presente. Concentración de metano, escala de grises en los sedimentos de Cariaco y temperatura en Groenlandia (Summit)

Probablemente, una invasión de agua dulce en el Atlántico Norte, procedente de aguas de fusión del manto Laurentino retenidas en lo que quedaba de los lagos Agassiz y Ojibway (situado al sur de lo que es hoy la Bahía de Hudson), ralentizó la circulación termohalina, en un fenómeno parecido al del Younger Dryas, aunque de mucha menor intensidad (Clarke, 2003). La Corriente del Golfo se debilitó y durante unos siglos las temperaturas disminuyeron varios grados en Groenlandia y en el norte del Atlántico. El fenómeno repercutió probablemente incluso en las aguas del Trópico. La temperatura descendió en la costa del noroeste de África hasta un nivel casi semejante al de la glaciación. Posteriormente, en poco tiempo, agotado el aporte de agua dulce, las corrientes recuperaron su flujo normal y las temperaturas volvieron a ascender (Renssen, 2001; Baldini, 2002).

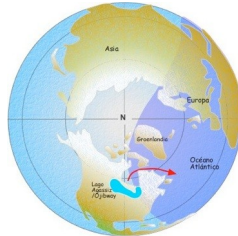


Fig. Episodio del 8.200 antes del presente. Desagüe del lago Agassiz / Ojibway.

3. África más húmeda

Según la teoría tradicional más aceptada la mayor insolación estival de la primera parte del Holoceno hacía que las bajas presiones térmicas que se forman en los continentes durante el verano fuesen más profundas que en la actualidad. Estas bajas presiones continentales atraían tierra adentro a las masas húmedas de aire oceánico y provocaban unos monzones veraniegos, tanto en Asia como en África, más penetrantes e intensos que hoy. En la estación veraniega las lluvias se adentraban más en el continente, pudiendo llegar hasta el corazón del Sahara. Por su parte, la mayor densidad de la vegetación que cubría la región saheliana, contribuía a retener y reciclar la humedad entrante (Broström, 1998).

Para otros, las causas de la humedad son más complicadas. Así, para el geógrafo francés Leroux, las diferencias de la insolación veraniega con respecto al presente en el trópico de Cáncer —que atraviesa el Sahara— son demasiado pequeñas e insuficientes para explicar la mayor humedad de la primera parte del Holoceno en África. Cree este investigador que la explicación hay que buscarla más lejos: en los cambios circulatorios atmosféricos que afectan a toda la zona atlántica y que se originan primordialmente en el Ártico, en donde los cambios del reparto estacional de la insolación sí que han sido notables a lo largo del Holoceno.

Sean unas u otras las causas, al comienzo del Holoceno, en unos pocos milenios, la selva ecuatorial africana se extendió de tal forma hacia el norte y hacia el sur que llegó a ocupar un terreno quince veces más amplio que el que tenía durante la época glacial. La selva ensanchaba sus límites hacia el norte y hacia el sur en varios cientos de kilómetros, ocupando paisajes que hoy son de sabana, la cual a su vez ganaba terreno al desierto del Sahara. Las precipitaciones y la humedad en la selva del Congo alcanzaron un máximo hace unos 9.000 años (Schefuß, 2005). Y durante todo la primera parte del Holoceno, hasta el 6.000 años antes del presente, el clima de la selva fue mucho más húmedo que el actual.

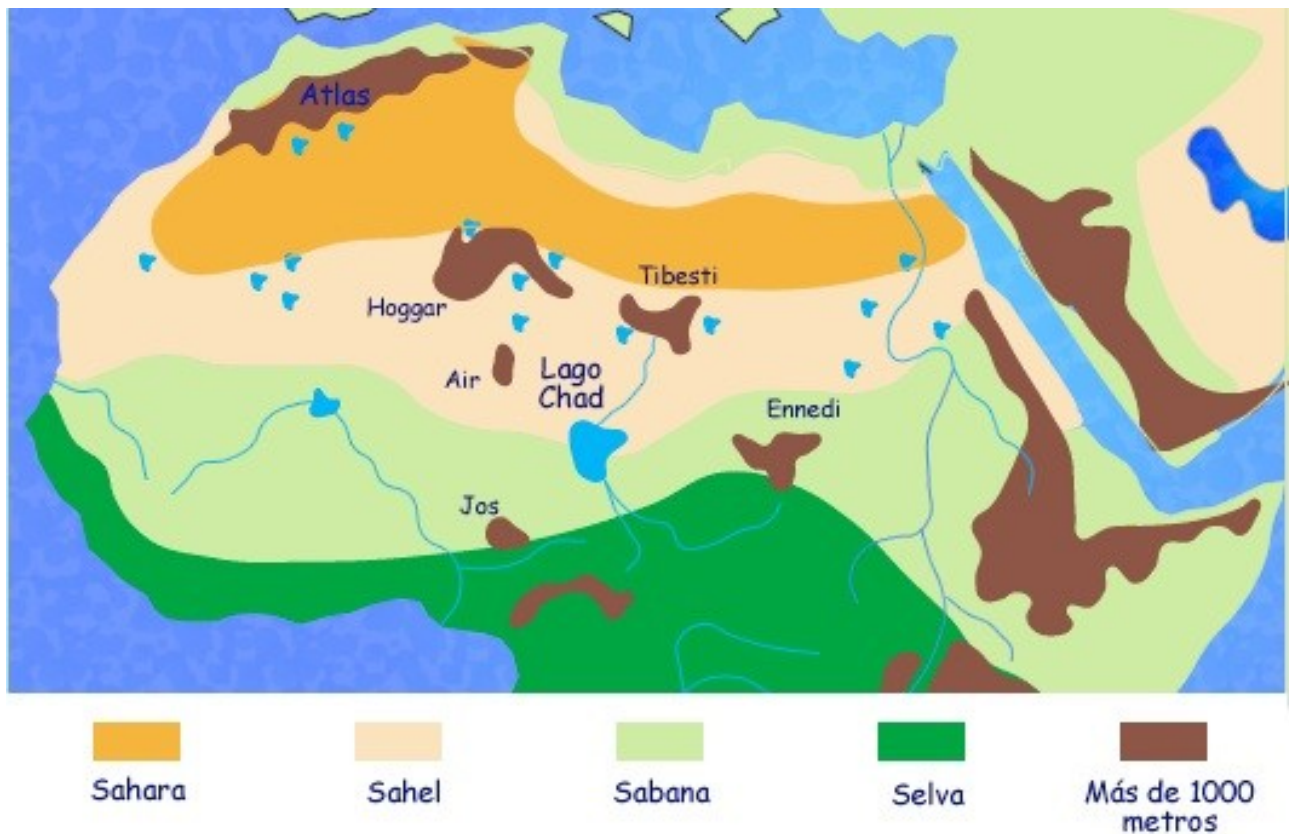


Fig. Paisajes de Africa hace 9.000 años

El Sahara y su franja meridional, el Sahel, no eran las tierras de arena que hoy conocemos, sino zonas que gozaban de períodos prolongados de bastante humedad, con numerosos lagos y zonas marismáticas que hoy aparecen completamente desecadas. Existen pruebas arqueológicas que indican que en áreas hoy superáridas y recubiertas de dunas, pastaba una fauna típica de sabana.

De acuerdo con este clima más húmedo, durante la primera parte del Holoceno, en contraste con las épocas frías anteriores, la intensidad de las tormentas de polvo y la concentración de aerosoles minerales en el aire era mucho menor. Los estudios de las zonas áridas prueban que entonces las dunas se encontraban generalmente en un estado durmiente, mucho más fijas que antes y, en consecuencia, la erosión eólica era mucho menor.

En el noroeste del Sahara, en la zona que al parecer se mantuvo más árida, aparecen grandes yacimientos de conchas de caracoles. En la zona de los macizos del Hoggar y del Tassili, en el centro del Sahara, aparecen pinturas rupestres que muestran escenas con girafas y otros mamíferos de la sabana. En lagunas hoy desecadas al pie de estos macizos se han hallado fósiles de ranas y de cocodrilos.

Toda la región del Sahel —desde el Atlántico al Índico— estuvo intercomunicada por un sistema de ríos y de lagos. Por el oeste, una enorme región marismática de miles de km² en la que se expandía el Níger cubrió la zona al norte de Tombuctú. En zonas en donde la lluvia anual es hoy de sólo 25 mm existía una población humana que se alimentaba esencialmente de tortugas de aguas dulces, de moluscos y de peces. En lo que en la actualidad es un paisaje semidesértico se han encontrado restos de grandes bivalvos fluviales, de hipopótamos y de cocodrilos de aquella época.

Más al este, el lago Chad, que se había desecado por completo en el momento álgido de la Última Glaciación, de nuevo se rehizo y a comienzos del Holoceno, alimentado por el agua de lluvia que le llegaba del Macizo de Tibesti, llegó a tener un volumen y extensión semejante al del actual Mar Caspio. Después, durante la primera mitad del Holoceno, este lago, denominado también Megachad, sufrió diversas fluctuaciones y definitivamente perdió volumen a partir del 6.000 antes del presente. Una de las regiones que ocupaba, la depresión del Bodelé, es hoy un desierto polvoriento cubierto por una extensa capa blanquizca de diatomitas, restos de las criaturas

microscópicas que habitaban las aguas dulces de aquel lago.

Aún más al este, al sur de Egipto, en Nubia, aparecen pinturas rupestres con elefantes. Muy lejos de las orillas del Nilo, en lo que hoy es pleno desierto, se han encontrado restos paleontológicos de liebres y gacelas. Algunos monumentos megalíticos de aquella época indican la existencia de una cultura importante en una región que actualmente es hiperárida (McKim, 1998).

Hacia el 5.500 antes del presente las lluvias comenzaron a disminuir y ya hacia el 4.500 el Sahara tenía un clima semejante al actual, lo que ayudó a la densificación de la población a orillas del Nilo y a la aparición de la civilización faraónica.

Los pocos estudios referentes al sur de Africa, señalan también una primera parte del Holoceno, hasta hace unos 5.200 años, más húmeda y más cálida que la siguiente, con una segunda transición aguda a un clima más seco y frío hacia el 3.200 antes del presente (Lee-Thorp, 2001).

4. Enfriamiento y avance del desierto

Entre el 5.500 y el 4.000 antes del presente el clima del Sahara y del Oriente Medio cambió, enfriándose, y, sobre todo, adquiriendo la aridez que llevó a la región a tener el paisaje que hoy conocemos.

Hace 6.000 años existían diferencias orbitales importantes con respecto al presente: mayor excentricidad de la órbita (0,0187 frente a 0,0167), mayor inclinación del eje terrestre (24,1° frente a 23,4°) y, sobre todo, diferente fecha del perihelio (a mediados de Septiembre en vez de a principios de Enero, como ahora). Con la reducción de la insolación veraniega, las bajas presiones térmicas del continente, producidas por el calentamiento estival, se fueron haciendo menos profundas, con lo que disminuyó la succión de humedad desde el Atlántico. Las lluvias que traían desde el sur los monzones de verano se debilitaron.

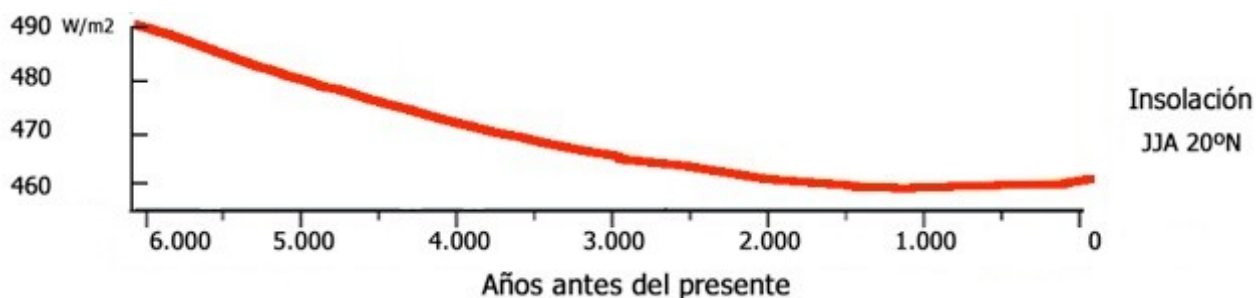


Fig. Insolación veraniega en 20°N desde hace 6.000 años hasta el presente en W/m²

Se cree además que la progresiva pérdida de la vegetación de sabana, que cubría lo que ahora es un desierto, provocó un potente feedback en el proceso de aridificación (Claussen, 1999). Por debajo de un umbral de precipitaciones, la pérdida de la vegetación estropeó el proceso de reciclaje de la humedad atlántica que penetraba en el continente y las lluvias estivales dejaron de adentrarse en el interior del Sahara (Braconnot, 1999).

Paradójicamente, la concentración de CO₂ en la atmosfera no intervino en este enfriamiento, ya que aumentó, en vez de disminuir. El incremento pudo ser debido en parte al trasvase de carbono hacia la atmósfera que se produjo en el proceso de aridificación continental, y probablemente también a un trasvase desde el océano (Elsig, 2009).

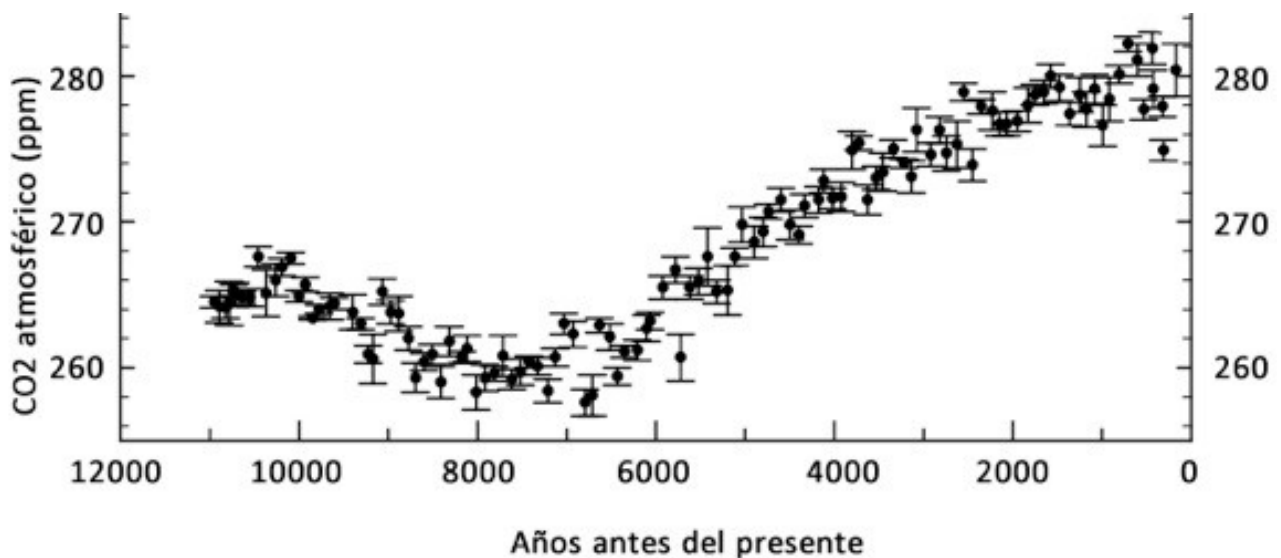


Fig. Concentración de CO₂ en la atmósfera durante el Holoceno antes del presente industrial según sondeos en la Antártida (Monnin, 2004)

5. Declive y surgimiento de antiguas y nuevas civilizaciones

Hacia el 4.000 antes del presente el cambio climático provocó probablemente el fin de algunas civilizaciones como la de Harappa y la de Acadia, y fue el estímulo que llevó a la fundación de otras nuevas que se desarrollaron a lo largo de las orillas del Nilo, del Éufrates y del Tigris. También la desecación del Sahara pudo estar en el origen de la emigración de algunos pueblos del norte de Africa hacia la más húmeda Europa (Arnaiz, 1998).

Pero la repercusión precisa de los cambios climáticos del Holoceno Medio en el establecimiento y desaparición de antiguas civilizaciones es materia de discusión.

Para algunos, la humedad favorece el desarrollo económico y social. Para otros, por el contrario, es la aridez la que fuerza a los pueblos nómadas a crear poblaciones densas y sedentarias a orilla de los ríos. Por ejemplo, se ha solido considerar que hasta el 4.000 antes del presente, la humedad permitió el desarrollo de una importante civilización urbana en el Indo, la Civilización Harappea, basada en una agricultura de regadío. Harappa y Mohenjo Daro fueron sus principales ciudades. Duró más de cinco siglos y luego desapareció, hacia el 4.200 antes del presente, debido a la salinización de los campos, o a que, al debilitarse los monzones, se llegó ya al umbral mínimo de aridez soportable (Staubwasser, 2004). No deja de haber investigadores que opinan más bien lo contrario: que esta civilización del Indo, se desarrolló a orillas de este río bastante después de que se hubiesen desecado los lagos de aquella región (Enzel, 1999).

Algunos investigadores atribuyen también la desaparición del Imperio Acadio, que se extendía por el actual Irak, a un agudo y largo episodio de aridez que destruyó su agricultura hace 4.000 años. La hipótesis ha ganado fuerza tras el descubrimiento en sondeos submarinos frente a las costas de Omán de estratos con gran cantidad de polvo llegado del desierto y datado de aquella época. Deben corresponder a un período muy seco de una duración de unos 300 años al que los acadios no pudieron sobrevivir (Kerr, 1998).

El análisis en China de la fuerza de los monzones en el Holoceno, a partir del estudio isotópico del oxígeno de una estalactita, también parece indicar un período de menor humedad en esta época, próxima al 4.000 antes del presente, que coincidió con un colapso de la civilización neolítica en aquella región (Wang, 2005).

En América, los yacimientos de los lagos de la región del Caribe muestran también una sucesión similar: de la sequedad del Younger Dryas, durante el final de la última glaciación, a la humedad de la primera mitad del Holoceno, y vuelta a condiciones más secas en la segunda mitad (Hodell, 1991). La inestabilidad del clima que se registra a partir del 6.000 antes del presente, con mayor

frecuencia de sequías y con un reforzamiento de la actividad del Niño, pudo contribuir a la emergencia de diversas culturas más pujantes que las anteriores (Sandweiss, 1999). Quizás el nacimiento de un vasto sistema agrícola de irrigación en Perú hacia el 4.000 antes del presente fue ideado para combatir la tendencia a la mayor aridez que se manifestó entonces.

En otras zonas tropicales, de América y de Asia, la evolución climática durante el Holoceno siguió probablemente una evolución general semejante, pero con cambios no tan espectaculares como en África.

6. El Holoceno en Europa

Los cambios en Europa en el transcurso del Holoceno Medio son mucho menos espectaculares que los de las regiones tropicales. Quizás el fenómeno más importante fue la brusca inundación del Mar Negro, ocurrida hacia el 5.500 antes del presente.



Fig. Mar Negro. En azul claro zonas emergidas y posteriormente inundadas.

La teoría es que antes del 5.500 antes del presente se produjo un período de enfriamiento y de aridificación del clima en el sur de Europa, de tal forma que el nivel de las aguas del Mar Negro bajó, y además perdió el contacto con el Mar Mediterráneo, convirtiéndose en un gran lago hundido de agua dulce. Después, una ligera subida del nivel del Mediterráneo hizo que de nuevo se abriese por el Bósforo una grieta de contacto entre los dos mares. Al estar la superficie del Mediterráneo muy por encima del nivel del Mar Negro, la erosión hizo que la grieta se convirtiese pronto en una enorme cascada de agua salada. Esto explicaría la aparición súbita de moluscos halófilos en los sedimentos del Mar Negro correspondientes a esa fecha. Un torrente de agua, semejante a 200 veces las cataratas del Niágara, se vertió durante 1.000 días sobre aquel lago, haciendo que su nivel se elevase 150 metros.

Durante el episodio el ritmo de subida fue de 15 centímetros por día e hizo que la línea de costa se retrasase en algunos lugares centenares de metros al día. Se ha especulado que el mito del diluvio universal radique en aquella catástrofe natural y que aquella gran inundación impulsase la expansión de la agricultura hacia Europa Central, motivada por la emigración de los pueblos que habitaban las riberas del lago.

Recientemente, el oceanógrafo Robert Ballard, utilizando robots submarinos, ha encontrado

indicios de anteriores habitaciones humanas en aquellas zonas recubiertas hoy por las aguas del Mar Negro.

Tradicionalmente en el Holoceno europeo se ha seguido seguir la clasificación de fases climáticas de Blytt-Senander, actualmente en desuso, que se basa en ciertas características diferenciales en las capas de turberas del noroeste de Europa; en esta clasificación se dividía al Holoceno europeo en los períodos Preboreal, Boreal, Atlántico, Subboreal y Subatlántico.

En realidad se conocen aún pocos cambios dramáticos. En la Edad de Hierro, entre el 800 y el 600 antes de Cristo, parece que hubo un especial período de frío y humedad, que dio lugar a la formación de extensas turberas repartidas por toda Europa, mientras que durante el período álgido del Imperio Romano, al comienzo de nuestra Era, el clima debió ser más benigno.

Los yacimientos polínicos, de todas maneras, apenas muestran variaciones generales en la vegetación. Quizás sea debido a que el tipo de bosque mixto caducifolio europeo ha resistido, sin inmutarse demasiado, los cambios climáticos ocurridos durante el Holoceno..

Lo que sí se ha encontrado durante la segunda mitad del Holoceno son indicaciones de la existencia de ciclos de 1.500 años en el avance y retroceso de los hielos a la deriva en el Atlántico (Bond, 2001) y también en los avances y retrocesos de los glaciares alpinos. Bond cree que las variaciones de la intensidad solar juegan el papel más importante en estos ciclos. Otros piensan que estas oscilaciones cíclicas han sido debidas a sutiles cambios en la circulación termohalina oceánica (Broecker, 2001). Broecker sospecha que los cambios en la fuerza de la circulación termohalina se deben a que en el Atlántico la concentración de sal aumenta debido a la continua exportación atmosférica de vapor de agua al Pacífico. Esto intensifica la circulación termohalina en el Atlántico y la exportación, vía marina, de sal a otros océanos, lo cual vuelve a desalinizar a las aguas atlánticas y debilita la corriente, hasta que de nuevo el incremento de la salinidad por evaporación la intensifica y acaba un ciclo.

Capítulo 12. El clima del último milenio

1. Tendencias

2. Período Cálido Medieval

3. Pequeña Edad de Hielo

4. Manchas y ciclos solares

5. Erupciones volcánicas

1. Tendencias

Es muy probable que en el último milenio, especialmente en Europa, hayan existido dos períodos con diferencias térmicas apreciables: un Período Cálido Medieval y una Pequeña Edad de Hielo posterior, a los que ha seguido un calentamiento reciente. Existen, sin embargo, bastantes incertidumbres sobre la duración y el alcance espacial de estos períodos.

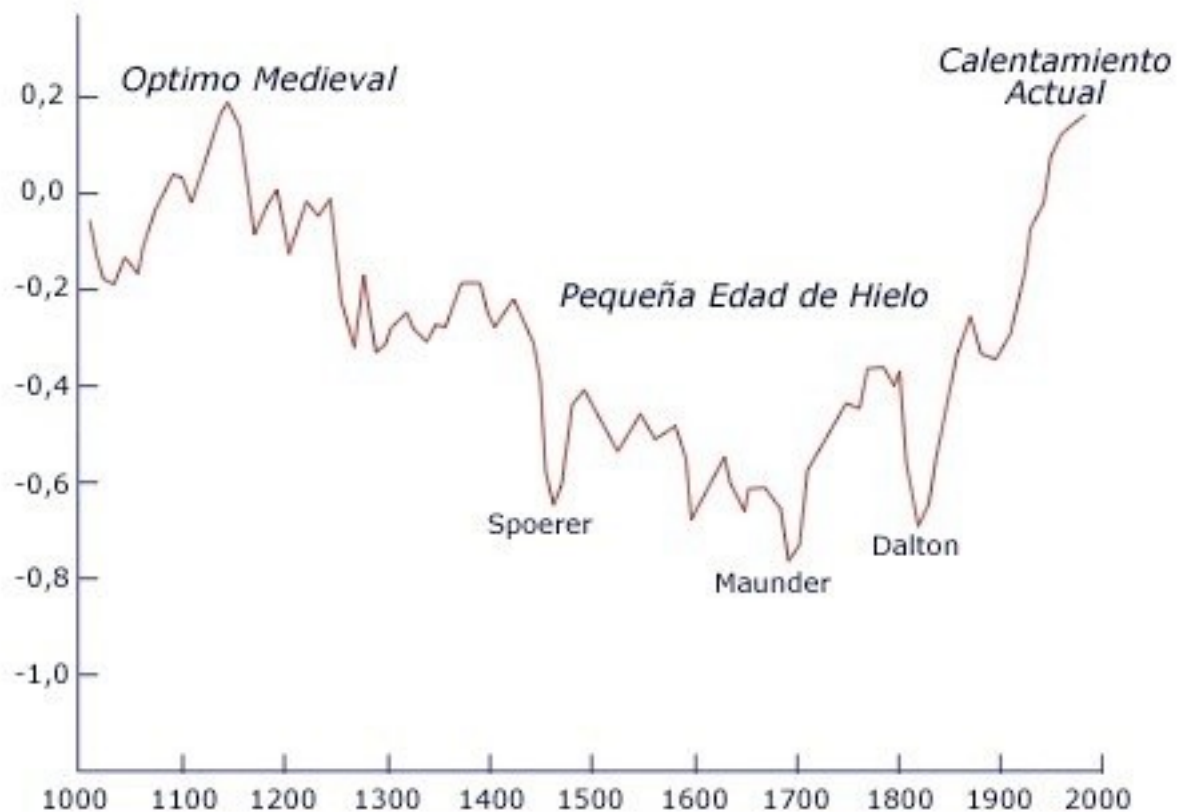


Fig. Evolución de la temperatura del hemisferio norte en el último milenio, según una simulación basada en la temperatura del subsuelo (boreholes) (fuente: González-Rouco, 2003)

El Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo fueron fluctuaciones climáticas que han sido más estudiadas en Europa que en el resto del globo. Las variaciones climáticas seculares del último milenio en el clima de Europa se relacionan con el comportamiento de las corrientes profundas y superficiales de todo el Atlántico.

Se constata que también en otras partes de la Tierra el clima durante el último milenio sufrió variaciones, aunque no siempre coincidentes ni en el tiempo ni en el espacio. Así, en lagos del este de África se han encontrado indicios de que en el último milenio las condiciones hidrológicas cambiaron frecuentemente, produciéndose sequías largas y agudas. Parece que las fluctuaciones hidrológicas fueron allí muy importantes y más significativas que las variaciones térmicas (Verschuren, 2000).

Se cree también que los monzones en el sur de Asia, según revela el estudio isotópico de estalactitas, fueron especialmente débiles en la Pequeña Edad de Hielo y que luego han ido en aumento en los últimos cuatro siglos, (Wang, 2005). Esto se deduce también del incremento de *Globigerina Bulloides* en las costas de Omán, en donde el afloramiento de las aguas profundas y la concentración de fitoplancton se incrementan gracias a los vientos monzónicos del suroeste (Anderson, 2002; Gupta, 2003).

Estudios isotópicos del hielo de glaciares en el Tibet y análisis de anillos de árboles indican también la existencia de un Período Cálido Medieval centrado entre el año 800 y el 900 de nuestra era, así como un calentamiento reciente que comienza en el siglo XVIII (Feng, 2005). Sin embargo, otros estudios indican que en el Pacífico Tropical las temperaturas del agua en el siglo XVIII eran superiores a las del siglo XX (Hendy, 2002).

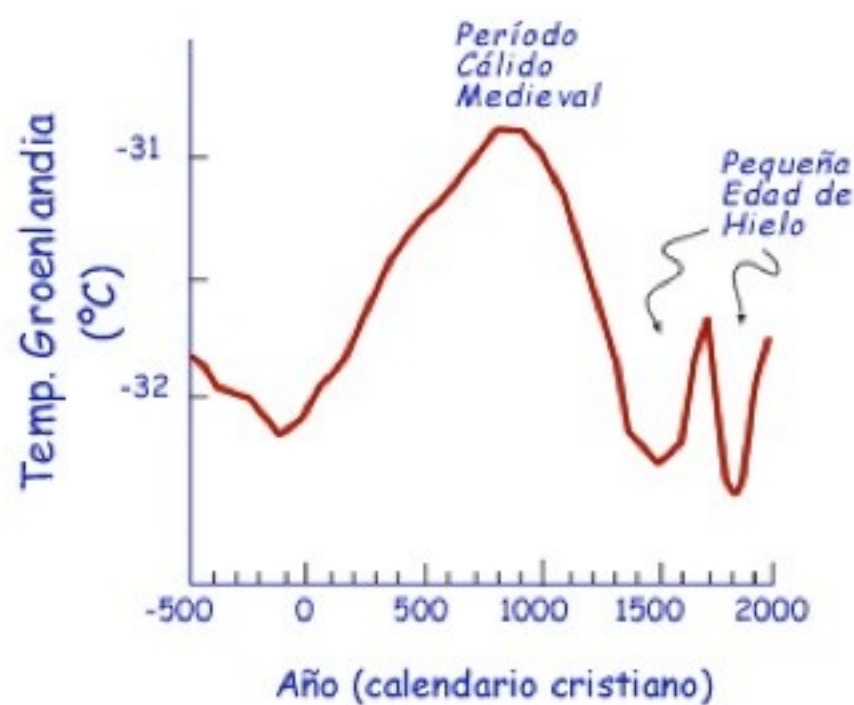
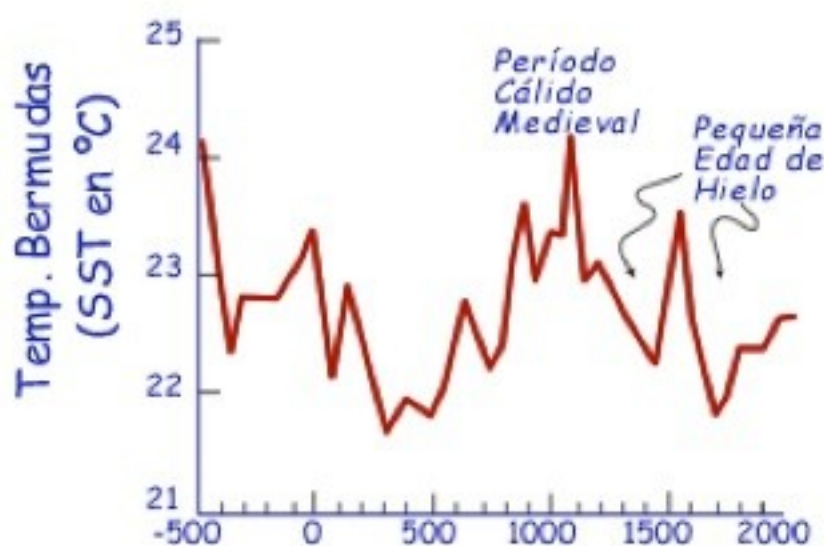
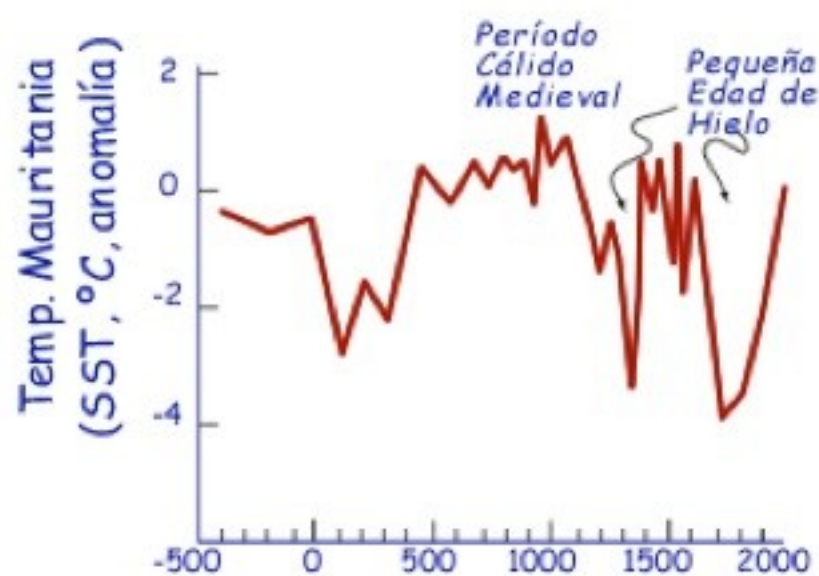


Fig. Evolución de las temperaturas de la superficie del mar en los últimos 2.500 años en la costa de Mauritania (arriba) y las Bermudas (en medio). Temperatura en Summit, Groenlandia (abajo). Se señalan el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo, dividida en dos subperíodos (deMenocal, 2000)

2. Período cálido medieval

El clima en Europa en el Período Cálido Medieval (también llamado Optimo Climático Medieval), entre el año 700 y el 1300, fue por lo general más cálido que el actual. El apogeo del período debió alcanzarse hacia el año 1100. Fue una época de clima tan suave que el cultivo de la vid se extendió por el sur de Inglaterra. El Mediterráneo debió sufrir sequías más agudas y al parecer, más al este, el nivel del Mar Caspio descendió de nivel. Los glaciares suizos se retiraron a cotas más altas (Broecker, 2001). Creen los historiadores medievales que entre el año 1000 y el 1300 la población de Europa se multiplicó por tres o cuatro. Coincidió probablemente con un clima óptimo que favoreció la actividad agrícola.

Lo más notable históricamente fue la expansión vikinga. Pueblos de origen escandinavo dejaron sus hogares para aventurarse en tierras lejanas. Los vikingos de Suecia cruzaron el Báltico y se establecieron en tierras eslavas, alrededor de Novgorod; después, desde allí, yendo hacia el sur, llegaron hasta Constantinopla. Los vikingos de Dinamarca, dirigiéndose al oeste, ocuparon y se hicieron fuertes en el sur de Gran Bretaña y en Normandía. Desde los años 800 navegaron hacia el sur por la costa de Francia y de la Península Ibérica, dejando huellas de su presencia en rías como las de Mundaka (Erkoreka, 1995) y entraron finalmente en el Mediterráneo arrebatando Sicilia a los árabes entre el 1060 y el 1091.

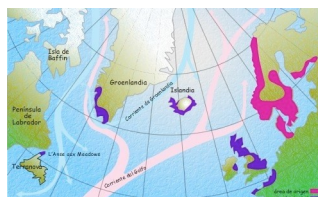


Fig. Lugares de procedencia y colonias vikingas en el Atlántico

Los vikingos de Noruega se aventuraron aún más lejos: hacia el noroeste del Atlántico. Después de ocupar gran parte de las islas Británicas e islas septentrionales, entre el año 870 y el 930 se asentaron en Islandia. Aprovecharon un período en el que las aguas de aquellos mares se libraron del hielo y gozaron de un clima más cálido.

Más tarde, siguieron la aventura viajera y al mando de Erik el Rojo, que había sido expulsado de Islandia por criminal, arribaron a lo que llamaron exageradamente Groenlandia, tierra verde, en donde lograron crear durante unos siglos una colonia relativamente boyante, de unos 5.000 miembros, a la que no le faltaron sus propios obispos.

Ocuparon especialmente el fondo de dos fiordos situados en la costa oeste de la isla, ya que la costa este, bañada por una corriente fría que desciende del Ártico, es más inhóspita. Allí, aprovechando los pastos de verano, se dedicaron a criar ganado, especialmente vacuno, lo cual no les debió resultar nada fácil. De hecho los restos que quedan de los establos indican que las vacas eran extraordinariamente menudas. Mantenían contactos con Islandia y con el continente, a donde exportaban pieles y marfil de morsa. A cambio importaban hierro y madera, de la que la isla, a excepción de algunos bosquetes de abedules, estaba muy mal surtida. Su estancia allí estaba agravada por su mala relación con los inuit, un pueblo esquimal que, gracias probablemente al buen tiempo de aquellos siglos y a la descongelación de gran parte del hielo costero del mar de Baffin, habían avanzado hasta Groenlandia desde el oeste, desde Alaska y el área de Bering.

Partiendo de Groenlandia, los vikingos hicieron pronto incursiones por las costas de América, que denominaron Vinland. Desde el principio encontraron también el rechazo de los indios americanos. En las sagas se cuenta que en el primer contacto con estos, de un grupo de nueve hombres, los vikingos mataron a ocho. Mal comienzo. No es por eso de extrañar que el único campamento que se

ha hallado con trazas de la estancia vikinga se encuentra en L'Anse of Meadows, en la costa de Terranova. Sí se han encontrado algunos objetos suyos en algún que otro sitio más al interior, quizás acarreados hasta allí por los indios y no por los propios vikingos.

Al final, hacia el año 1300, el clima de nuevo se fue enfriando. El estrecho que separa Groenlandia de Islandia se cerraba frecuentemente debido al avance hacia el sur de la banquisa ártica marina. La navegación se hacía imposible. La incomunicación, el frío y el acoso de los Inuit —que tuvieron que bajar desde el Ártico persiguiendo a las focas y, a su vez, huyendo del frío— acabó con el asentamiento de los vikingos. El último obispo murió hacia 1378. Los viajes a Vinland fueron desde entonces sólo recuerdos y leyendas (Ogilvie, 2000). Durante muchos inviernos de los siglos siguientes el avance de la banquisa hacía que la propia Islandia quedase toda ella rodeada por hielos, trayendo zozobras y tiempos difíciles, según narran las crónicas históricas islandesas.

3. Pequeña Edad de Hielo

Hacia el año 1350 el clima de Europa se deterioró y se entró en la llamada Pequeña Edad de Hielo, de la cual no se salió hasta la segunda mitad del siglo XIX.

Durante este período de cinco siglos las bajas temperaturas no fueron constantes. Parece que hubo en especial dos pulsiones de frío separadas en el tiempo, una al principio, en el nefasto siglo XIV, y otra al final del período, en la primera mitad del siglo XIX. Los datos que lo avalan se basan, por ejemplo, en el estudio de alta resolución temporal en los hielos de Groenlandia y en los espesos sedimentos de foraminíferos que se pueden encontrar en las Bermudas y en las costas de Mauritania (deMenocal, 2000).

Durante la Pequeña Edad de Hielo desaparecieron los viñedos de Inglaterra, que se habían cultivado desde el anterior Período Cálido Medieval, y el cultivo de cereal en Islandia. La congelación invernal de los ríos de todo el norte de Europa era frecuente. Recogen los grabados de la época escenas en las que incluso en Londres llegaron a organizarse ferias y mercados sobre las aguas heladas del Támesis. Más al sur, en los períodos más crudos, se produjeron espectaculares avances de los glaciares de los Alpes, que periódicamente amenazaban con cubrir los valles habitados de esa región. También en Escandinavia se producían avances que ocupaban zonas anteriormente cultivadas. Así por ejemplo un documento indica que el glaciar Nigardsbreen avanzó 3 km entre 1710 y 1743 y destruyó una granja llamada Nigard. Hay constancia de que una petición de compensación económica fue enviada al rey Federico V de Dinamarca.



Fig. “Paisaje de invierno con trampilla para pájaros” del pintor flamenco Peeter Brueghel “el Viejo” (siglo XVI).

Para algunos estudiosos del clima histórico, como el alemán Pfister, que ha recopilado cientos de documentos relativos a esta época, el enfriamiento de la Pequeña Edad de Hielo sólo afectaba a los inviernos pero no a los veranos. Estudios multidisciplinarios muestran que en las últimas décadas del siglo XVI ocurrieron agudos fríos invernales que afectaron a la vida social europea (Pfister, 1999).

Un historiador francés (Le Roy Ladurie, 1967) recopiló datos sobre las fechas de vendimia, dependientes de las temperaturas estivales (a más frío, vendimia más tardía). El trabajo de Le Roy Ladurie se basaba en más de 100 series locales de pueblos de Francia con datos anuales sobre las vendimias. Comparando estas series con el del período solapado en el que existían ya datos instrumentales de temperatura en París (1797-1879), halló una correlación muy alta entre las fechas de las vendimias y el de las temperaturas medias de Abril-Septiembre.

El trabajo señala que los siglos de la Pequeña Edad de Hielo no fueron uniformemente fríos, sino que simplemente fueron entonces más frecuentes los episodios de clima severo, intercalados dentro de otros intervalos largos de clima semejante al actual.

Otro estudio más reciente, basado en el mismo método y que tiene como ámbito de estudio la región vinícola de la Borgoña, indica como dato más llamativo que desde 1370 ha habido diversos veranos cálidos semejantes a los alcanzados en los últimos años en aquella región, aunque nunca como el calculado para el 2003 (+5,86°C). El anterior más cálido debió ocurrir en 1523 (+4,10°C). En el estudio se señala un largo enfriamiento ocurrido desde el año 1680 que duró hasta prácticamente 1970 (Chuine, 2004).

4. Manchas y ciclos solares

Los cambios climáticos del Último Milenio parece que han estado muy relacionados con la variabilidad de la luminosidad solar. Desde 1610 se han venido realizando en Europa observaciones telescópicas y recuentos de la aparición y desaparición de manchas solares. Otras fuentes de información permiten remontarse más allá en el tiempo, especialmente los textos históricos de China, y establecer períodos más remotos de máxima y mínima actividad solar. El astrónomo John A. Eddy fue el primero que recopiló todas las informaciones existente sobre manchas solares.

Las manchas solares, que se pueden ver fácilmente con cualquier telescopio o, incluso, a simple vista con métodos más rudimentarios, son zonas oscuras y relativamente más frías de la fotosfera solar. La fotosfera es la superficie visible del Sol. Su temperatura media es de 5.800 °K. Las manchas solares se encuentran a temperaturas varios cientos de grados más frías que el conjunto de su superficie. Esa zonas, al ser oscuras, emiten menos energía de la normal, pero las áreas que las rodean, las fáculas solares, aparecen, por el contrario, más brillantes. De esta forma, resulta que, en su conjunto, el Sol emite más energía cuantas más manchas solares haya en un momento determinado.

Algunas manchas solares alcanzan gran tamaño y duran varios meses. Otras no pasan de algunos centenares de kilómetros y desaparecen a los pocos días. Las manchas corresponden a zonas en que fuertes campos magnéticos retienen temporalmente el calor que fluye del interior del Sol hacia la fotosfera. Las primeras manchas de un nuevo ciclo aparecen junto a los polos. En los años siguientes surgen otras, cada vez más cercanas al ecuador solar, hasta completar el denominado “máximo solar”. Desde mediados del siglo XIX se sabe que el número anual varía aproximadamente en ciclos de 11 años.

Fig. Manchas solares http://www.gsfc.nasa.gov/indepth/photos_space2001.html

Existe una clara relación entre el número variable de manchas solares y la intensidad del flujo de radiación solar que incide verticalmente en un plano circular de intercepción (de radio igual al terrestre) situado teóricamente en el tope superior de la atmósfera. Se le denomina “insolación solar total”, o “constante solar”. En la actualidad este flujo, cercano a los 1.370 W/m² oscila aproximadamente en 1,2 W/m² entre el máximo y el mínimo del ciclo (Lean, 2000; Lean, 2001; Wilson, 2003). Eso supone una oscilación media global de unos 0,3 W/m² en la insolación media recibida en el tope de la atmósfera, ya que la “insolación solar total” se reparte por una superficie esférica, cuya área es cuatro veces el área del círculo de intercepción (ver apéndice).

Aparte de estas variaciones cíclicas de 11 años, la radiación solar incidente en la Tierra ha ido cambiando a lo largo de los últimos siglos en ciclos de más larga duración causados por cambios internos en el Sol. Parece, por ejemplo, que existen los ciclos de Gleissberg, de 87 años de duración, uno de cuyos mínimos se alcanzará hacia el año 2030, lo que podría suponer una nueva pequeña era glacial según algunos estudiosos de los ciclos solares como Theodore Landscheit y DeVries-Suess.

La evolución del número de manchas solares y de la actividad solar deducida de la concentración del carbono-14 en la madera de los anillos de árboles y del berilio-10 en los sondeos de los hielos, indican que han existido diversos períodos excepcionales de debilidad solar durante el último milenio. Son los períodos de Wolf (hacia el año 1300), Spoerer (hacia el año 1500), Maunder (entre 1645 y 1715) y Dalton (1800-1830).

Probablemente fueron precedidos por un período de máxima actividad solar, el Máximo Solar Medieval (entre el 1100 y el 1250) (Jirikowic, 1994), semejante para algunos autores a un Máximo Solar Contemporáneo, que estaríamos atravesando actualmente y que sería causado porque la actividad magnética de la corona solar, impulsada por movimientos del interior del Sol, ha experimentado una tendencia al alza en el transcurso del siglo XX (Lockwood, 1999). Basándose en modelos, algunos autores creen que la actividad solar de los últimos 70 años ha sido la máxima habida en los últimos 8.000 años (Solanki, 2004).

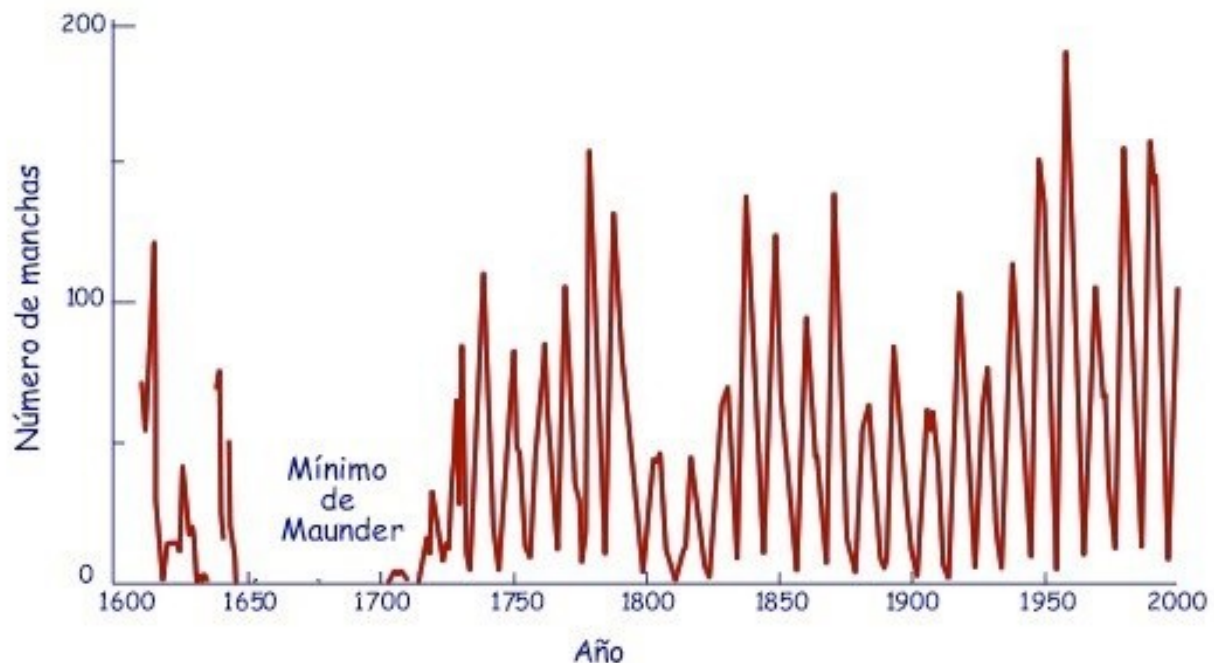


Fig. Manchas solares desde 1600

Mínimo de Maunder

De los períodos citados, el más anómalo y mejor conocido es el ocurrido entre 1645 y 1715 llamado Mínimo de Maunder (de su codescubridor, Walter Maunder, 1894). Durante su transcurso las manchas casi desaparecieron por completo. En aquellos años se dieron, por lo menos en Europa, inviernos muy crudos, como el de 1694-1695, durante el cual, según tres diferentes escritores de diarios particulares, el Támesis permaneció helado durante varias semanas (Kington, 1995). Picard, del Observatorio de París, escribía un día de 1671 que le hacía feliz haber descubierto una mancha ya que llevaba diez años auscultando el Sol cuidadosamente sin haber visto ninguna.

Se ha calculado que la “constante solar” durante el Mínimo de Maunder era unos 3,5 W/m² menor que la actual, es decir, un 0,24 % más baja. En el estudio de estrellas semejantes al Sol se han observado variaciones de luminosidad aún mayores, de hasta el 0,4 % (Baliunas, 1990). Se calcula que el enfriamiento global provocado por esta disminución de insolación, sería en la superficie terrestre de entre 0,2 y 0,6 °C (Lean, 1995). Pero en algunas regiones como el norte de América y el norte de Europa el enfriamiento parece que fue mayor: entre 1°C y 2°C.

Las variaciones de radiación son cuantitativamente demasiado pequeñas para explicar por sí solas los cambios térmicos ocurridos desde el año 1645. Ahora bien, el mayor frío invernal, que afectó sobre todo al norte de Europa y Asia, pudo amplificarse por una circulación zonal de vientos del oeste menos intensa en el hemisferio norte y un jet polar más lento y divagante. Como consecuencia aumentaría la frecuencia de los anticiclones de bloqueo en el Atlántico Norte y unos vientos del oeste menos zonales, por lo que la influencia dulcificadora del Atlántico penetraría de forma menos clara en el continente (Ruzmaikin, 2004; Shindell, 2001; Wuebbles, 1998; Labitzke, 1990).

Por otra parte, las variaciones del flujo energético solar repercuten más en la parte del espectro radiativo correspondiente a las radiaciones ultravioletas, creadoras de ozono. La disminución de

ozono durante el Mínimo de Maunder, debido a la baja intensidad de las radiaciones ultravioletas, sería lo suficientemente importante como para enfriar la baja estratosfera y modificar directamente la circulación estratosférica e, indirectamente, la circulación troposférica (Lean, 1995). Otros investigadores, sin embargo, creen que el modelo de evolución de la radiación solar de Lean es demasiado especulativo y no ven que haya correlación entre los cambios en la energía ultravioleta incidente y la temperatura media global (Foukal, 2004).

5. Erupciones volcánicas

En el transcurso del Holoceno las erupciones volcánicas parecen haber ocasionado a escala global enfriamientos más bien modestos y de corta duración. Progresivamente se van descubriendo y datando nuevas erupciones, hasta ahora desconocidas, y se avanza en un mejor conocimiento de sus características.

Aparte de los documentos históricos y de los métodos geológicos estratigráficos utilizados, también se usan como fuente de información los testigos de hielo (ice cores) de Groenlandia y de la Antártida. La acidez anómala encontrada en algunos niveles de los sondeos en el hielo, determinada por variaciones en la conductividad eléctrica, permiten datar las deposiciones de aerosoles sulfatados volcánicos, indicativas de grandes erupciones.

Tan importante como la intensidad de las erupciones y la altura alcanzada por las eyecciones, es su localización geográfica. Si se producen en las latitudes tropicales, los aerosoles sulfatados, en el caso de alcanzar la estratosfera, se reparten por todo el globo, llevados por los flujos generales de vientos que circulan a esa altura desde la zona tropical hacia los polos. Si por el contrario se producen en latitudes altas, difícilmente pueden tener una repercusión global, ya que las eyecciones se sedimentan sin llegar a las zonas tropicales.

En el último milenio una erupción muy importante fue la del volcán Huaynaputina, en Perú, ocurrida en los meses de Febrero y Marzo del año 1600 de nuestra era. Se depositaron espesos sedimentos de cenizas volcánicas (tefras). Las narraciones históricas indican que la lluvia de ceniza alcanzó a lugares que se encuentran a más de mil kilómetros del cráter. La inyección estratosférica debió ser muy grande, de unos 70 millones de toneladas de SO₂. Es significativo que el valor mínimo de las series de densidad de la madera de los anillos de los árboles de los bosques boreales recae en aquel año (Briffa, 1998). Se calcula un enfriamiento de unos 0,8°C en el hemisferio norte durante el verano que siguió a la erupción (de Silva, 1998).

La erupción del Laki, en 1783, en Islandia, causó la muerte de 10.000 islandeses, uno de cada cinco. En gran parte, por envenenamiento de los gases. Climáticamente afectó especialmente al Ártico. Los anillos de los árboles estudiados en Nome, en la costa de Alaska, señalan aquel verano como uno de los más fríos del milenio en aquella región (D'Arrigo, 2004; Stone, 2004).

Otra erupción muy importante fue la del Tambora, en la isla de Sumbawa, al este de Java, que ocurrió en Abril de 1815 y costó la vida a miles de personas. Inyectó unos 200 millones de toneladas de SO₂ en la estratosfera. En la escala VEI (Volcanity Explosivity Index), que mide la magnitud de las explosiones, tuvo un valor 7. La erupción del Tambora produjo un enfriamiento significativo, especialmente en el este de Norteamérica y en Europa Occidental. La bajada térmica fue registrada por las mediciones instrumentales y los documentos históricos. La larga serie de temperaturas del observatorio de DeBilt, en Holanda, nos muestra que el año siguiente, 1816, fue 0,5 °C más frío que el promedio de los cinco anteriores. La erupción dejó su marca en el hielo de Groenlandia y de la Antártida, en cuyo sondeo aparece una fuerte concentración de azufre en el estrato de nieve depositada aquel año. También las series de la densidad de la madera de anillos de árboles señalan al verano de 1816 como el segundo más frío de los últimos 600 años. Sin embargo, el efecto climático de la erupción no duró mucho, pues los siguientes años, 1817 y 1818, fueron ya más cálidos que los previos al suceso.

Unas décadas más tarde, en 1883, tuvo lugar otra de las erupciones más trágicas por el número de pérdidas de vidas humanas: la del volcán Krakatoa, al oeste de Java. Los tsunamis que se

produjeron causaron 36.000 muertos. Sin embargo, sus efectos climáticos no fueron muy importantes. Se calcula que produjo un enfriamiento temporal de unos $0,3^{\circ}\text{C}$ en el verano del hemisferio norte.

Ya en el siglo XX, que analizaremos con más detalle en el siguiente capítulo, la erupción más voluminosa fué la del Katmai, en Alaska, en el año 1912. Eyectó unos 15 km de magma, con columnas de cenizas y gases que alcanzaron los 20 o 30 kilómetros de altura. Sin embargo, sólo afectó climáticamente a las latitudes medias y altas del hemisferio norte. Según el meteorólogo ruso Budyko, causó entre Junio y Agosto de 1912 una disminución en la radiación solar directa de un 20 % en Europa y en Norteamérica y un enfriamiento de unos $0,5^{\circ}\text{C}$ (Sigurdsson, 1990). En fecha muy reciente, una de las erupciones más importantes del milenio ocurrió el 15 de Junio de 1991 en el Monte Pinatubo, en Filipinas.

Capítulo 13. Calentamiento del clima actual

1. Evolución de la temperatura media global en el siglo XX y comienzos del XXI

2. Diferencias regionales y latitudinales

3. Mediciones e incertidumbres

1. Evolución de la temperatura media global en el siglo XX y comienzos del XXI

La temperatura media de la superficie de la Tierra durante el siglo XX, medida con termómetros colocados a una altura standard de 2 m del suelo y combinadas con la temperatura de la superficie del mar, subió aproximadamente unos $0,7^{\circ}\text{C}$. La tendencia a lo largo del siglo no fue uniforme, ni en el tiempo ni en el espacio. La subida se produjo en dos periodos: 1910-1944 y 1978-1998. Entre ellos, 1944-1978, la temperatura media global de la superficie terrestre tendió levemente a la baja. Esta evolución desigual implica probablemente que han existido factores naturales, y no sólo antrópicos, en las variaciones térmicas, especialmente durante el primer periodo de subida, el de 1910-1944 (Stott, 2000).

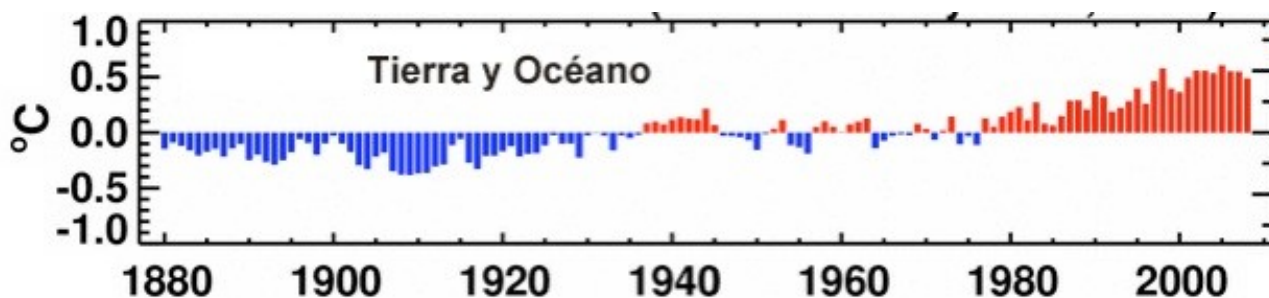


Fig. Evolución de la temperatura global media anual durante el siglo XX y principio del XXI, en $^{\circ}\text{C}$. Se parte de un valor de referencia 0 en 1900 (fuente NOAA).

En los últimos años, un análisis más detallado, mes por mes, de la evolución de la temperatura media global desde 1990 y que se adentra ya en los inicios de este siglo XXI indica como hechos más significativos una bajada temporal térmica de $0,6^{\circ}\text{C}$ tras la erupción del volcán Pinatubo en Junio de 1991 y una subida durante el episodio del Niño de 1997-98.

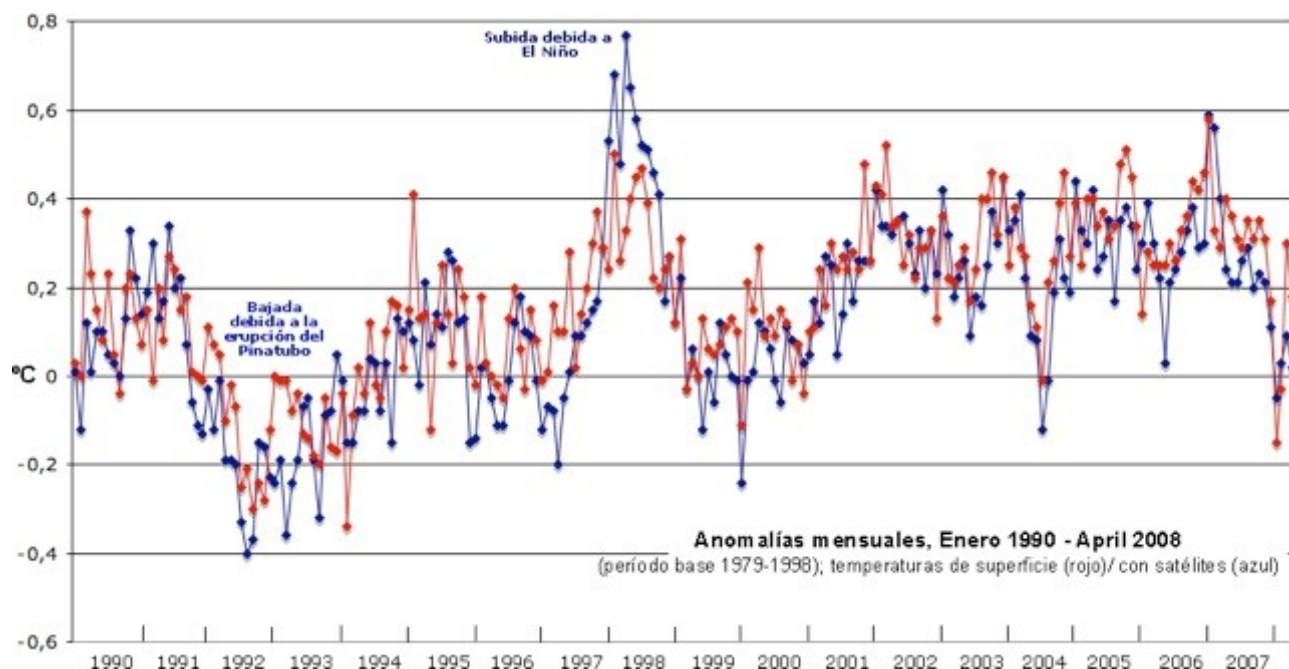


Fig. Evolución de la temperatura media global en superficie medida con termómetros (línea morada) y en la baja troposfera (entre 0 y 3.000 metros) medida por satélites (línea azul) desde Enero 1990 hasta Abril 2008. Se representan las diferencias de las temperaturas mensuales con respecto a las medias mensuales del período común de veinte años 1979-1998. Se observa una gran similitud entre las dos gráficas. Lo más notable es el descenso térmico ocurrido tras la erupción del volcán Pinatubo, en Junio de 1991 (mínimo en Agosto de 1992) y el ascenso de la temperatura media global durante El Niño de 1997-98 (máximo en Abril de 1998). Instituto Goddard de Estudios espaciales GISS [Universidad de Alabama en Huntsville](#)

Durante el período 1950-2004, un análisis que abarca el 71% de las tierras continentales indica que las temperaturas mínimas subieron bastante más que las máximas: $0,20^{\circ}\text{C}/\text{década}$ contra $0,14^{\circ}\text{C}/\text{década}$. En los últimos veinte años las subidas han sido, no obstante parecidas (Vose, 2005). Otros estudios anteriores indicaban mayores diferencias (Easterling, 1997). En algunos lugares esta diferencia entre la tendencia de las temperaturas diurnas y nocturnas es todavía más aguda. Así, en Suiza, la media de las temperaturas mínimas aumentó más de 2°C durante el transcurso del siglo XX y, sin embargo, la media de las temperaturas máximas descendió unos $0,2^{\circ}\text{C}$ (Rebetez, 1998).

Se ha comprobado estadísticamente que a lo largo del siglo XX en la mayoría de las regiones, no en todas, han disminuído los días de helada y se considera como muy probable que las olas de frío hayan también disminuído (Lockwood, 1998; Easterling, 2000). Por eso hay autores que piensan que un calentamiento global que estuviese causado por el incremento de las temperaturas mínimas nocturnas (sobre todo, invernales) podría ser considerado de consecuencias benignas para la humanidad, e incluso beneficiosas.

2. Diferencias regionales y latitudinales

La temperatura media global es una media aritmética que contabiliza fenómenos simultáneos de calentamiento y de enfriamiento en unas zonas y en otras. Estas diferencias regionales son bastante bien conocidas sobre todo en la segunda mitad del siglo XX, desde que la red de estaciones meteorológicas se densificó en el hemisferio norte, y permiten hacer comparaciones entre lo ocurrido en unas zonas y otras.

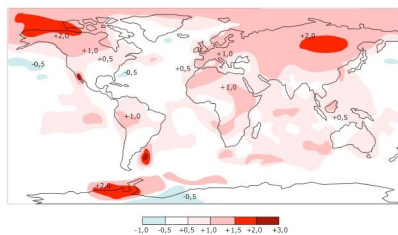


Fig. Mapa del cambio de la temperatura media anual del aire en los recientes 50 años (1956-2005) según la tendencia lineal. Son mediciones de termómetros de superficie. fuente:

<http://www.giss.nasa.gov/data/update/gistemp/>

En el período de 50 años 1956-2005 el calentamiento más importante se registró en Siberia, Alaska y la Península de la Antártida.

...

En los últimos 20 años, desde 1990, la evolución térmica del hemisferio norte difiere de la del hemisferio sur. Las diferencias son más notables entre la zona ártica, que se ha calentado, y la zona antártica, sin apenas cambios.

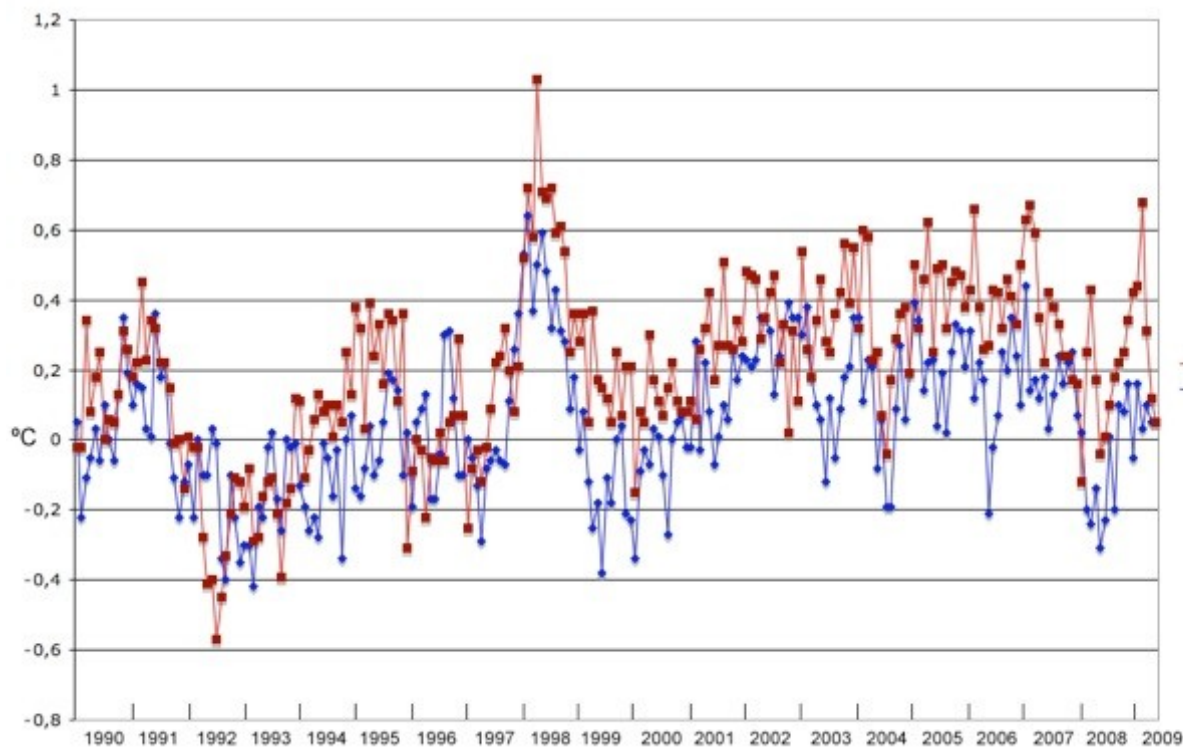


Fig. Desviaciones de las temperaturas mensuales de la baja troposfera en el Hemisferio Norte (rojo) y el Hemisferio Sur (azul) desde Enero de 1990 a Mayo de 2009. Los valores son las desviaciones con respecto a las medias mensuales del período de referencia 1979-1998. (ref. Universidad de Alabama en Huntsville, UAH)

La zona tropical en su conjunto (20°N-20°S) no se ha calentado en los últimos 20 años, aunque la gráfica de su temperatura media muestra un calentamiento temporal ostensible durante El Niño de 1997-98 y menor durante el reciente Niño 2009-2010:

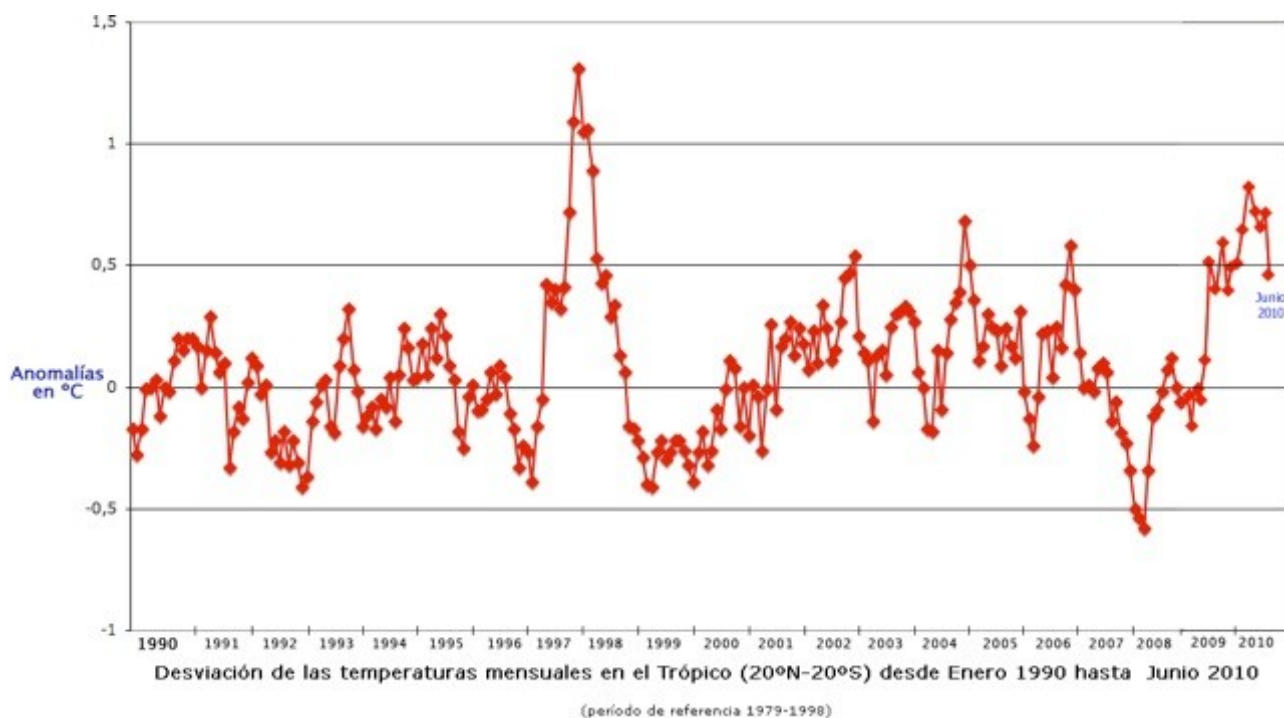


Fig. Desviaciones de las medias mensuales en la baja troposfera de la región tropical (20°N-20°S) durante el periodo Enero 1990- Junio 2010, con respecto al período base 1979-1998. (ref. Universidad de Alabama en Huntsville, UAH)

3. Mediciones e incertidumbres

Mediciones termométricas en superficie

Para calcular la evolución de la temperatura media global se han utilizado series mensuales termométricas de registros de unos 14.000 observatorios meteorológicos que se han ido instalando desde mediados del siglo XIX sobre la superficie terrestre, pero hasta mediados del siglo XX la red de estaciones registradoras era muy pobre, con un número bajo de observatorios y mal repartidos geográficamente. Solamente las series de 1.000 observatorios abarcan todo el siglo XX y se localizan casi todos en el territorio de Europa y Estados Unidos. Puede haber errores de cálculo al extrapolar los datos al conjunto de la superficie terrestre. La falta de mediciones en muchas áreas, especialmente de Africa, America del Sur, Asia, y de los océanos, obliga a que la resolución espacial en la que se basa el cálculo de las medias sea muy grande. Dividida toda la superficie terrestre en celdas (pixels) de 5 ° de longitud x 5 ° de latitud (con menos de cuatro celdas queda así cubierta, por ejemplo, toda la Península Ibérica) se calcula y se otorga a cada una el valor medio de las temperaturas registradas en las estaciones que se localizan en su interior. Luego se determina la temperatura media global calculando el valor medio del conjunto de todas las celdas.

Una importante incertidumbre en el cálculo de las medias globales y de la tendencia de las temperaturas es que muchas estaciones meteorológicas se encuentran en zonas urbanas que se ven afectadas por el efecto “isla de calor”, típico de las ciudades, y que por lo tanto tienen unas temperaturas más altas que su entorno rural. La urbanización eleva la temperatura nocturna, cuando los edificios y el asfalto de las calles sueltan al aire el calor absorbido durante el día. Como el emplazamiento de bastantes observatorios meteorológicos, debido a la expansión de las ciudades, ha pasado con el tiempo de ser rural a ser urbano, puede haber habido un calentamiento ocasionado por el proceso de urbanización, que no sea representativo de lo ocurrido fuera de los espacios urbanos. El tema es debatido. Algunos estudios parecen desmentir que el calentamiento global registrado por los termómetros sea debido a la urbanización. Uno de ellos, ingenioso, muestra que el calentamiento producido en las temperaturas mínimas en el hemisferio norte es el mismo en los días ventosos que en los de calma (Parker, 2004). Si la urbanización jugara un papel importante, el calentamiento debería haber sido mayor en los días de calma, pues el viento reduce o anula el efecto

de isla de calor urbano. En definitiva no es fácil determinar el calentamiento causado por la urbanización y saber aplicar un índice de corrección justo a la evolución térmica registrada por los termómetros.

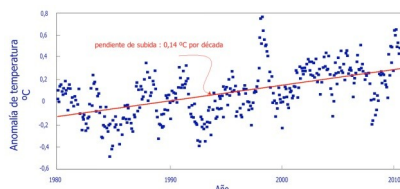
Por otra parte, la influencia del clima urbano se extiende más allá de la propia ciudad. Las áreas urbanas cubren ya el 3% de los continentes. Un estudio con imágenes de satélites sobre ciudades del este de Estados Unidos indica que allí la estación de crecimiento de las plantas (período entre el florecimiento y el marchitamiento de las hojas) es de media unos 15 días más larga a los de los territorios rurales adyacentes. Y el efecto amortiguado de ese aumento de días vegetativos llega hasta unos 10 kilómetros en las afueras de la urbe, afectando a un área 2,4 veces superior a las de las propias ciudades (Zhang, 2004).

En el cálculo de tendencias hay que tener también presente posibles errores debidos al cambio de los termómetros o de las técnicas de medición, así como a cambios en el microclima que rodea a los aparatos registradores, causados, por ejemplo, por el crecimiento de arbustos cercanos a ellos (Balling, 1998). Los índices de corrección que se aplican a los datos en bruto pueden ser discutidos (Balling & Idso, 2002).

Incertidumbres todavía mayores presentan las mediciones de temperaturas realizadas desde barcos en mares y océanos, tanto del aire como del agua superficial, debido a la falta de continuidad en las series, a la escasez de la cobertura y a los cambios en los métodos de lectura.

Mediciones desde satélites

Desde Diciembre de 1978, satélites de la NOAA vienen realizando mediciones de la temperatura de la atmósfera. Las medidas se basan en la captación de las microondas de 60 gigahertzios que emite el oxígeno atmosférico y cuya intensidad es dependiente de la temperatura del aire. En realidad, no miden lo mismo que los termómetros de superficie. Los termómetros de superficie miden la temperatura del aire a dos metros de la superficie, mientras que los satélites miden la temperatura media de diferentes capas de la troposfera y de la baja estratosfera, delimitadas por diferentes superficies de presión y de altura.



Anomalías mensuales de temperatura Enero 1980-Julio 2010 medidas por satélite en la baja troposfera (período base 179-1998, fuente [John Christy UAH](#))

El sistema de medición satelitario tiene la ventaja de abarcar la globalidad de la esfera terrestre, océanos incluidos, y no sólo las regiones en las que existen observatorios meteorológicos. La resolución de sus celdas es también unas veinte veces mejor que las de los termómetros de superficie. Su inconveniente es que las series aún sólo abarcan poco más de dos décadas y que modificaciones en la órbita de los satélites pueden dar resultados no del todo fiables (Fu, 2005).

En cuanto a los resultados obtenidos, las oscilaciones interanuales de la gráfica satelitaria concuerdan bastante con las de los termómetros de superficie (Lindzen, 2002). En la gráfica satelitaria la tendencia de calentamiento desde Enero de 1980 hasta Julio del 2010 es algo menor que la registrada por los termómetros de superficie. Los satélites indican en la troposfera (entre las superficies de 800 y 300 mb) un calentamiento de 0,14 °C /década. Aparecen en la gráfica, los enfriamientos que siguieron a las erupciones del Chichón (1982) y del Pinatubo (1991), así como el calentamiento en 1997-1998 que se produjo debido al Niño y el más reciente del año 2009-10, también debido al Niño.

Globos sonda

El investigador americano James Angell ha realizado el análisis global de mediciones térmicas con

globos sonda y ha publicado los resultados obtenidos en una red de 63 estaciones de radiosondeo repartidas por todas las latitudes del globo durante el período 1959-1998 (Angell, 1999). Las estadísticas medias tanto para superficie, como para el conjunto de la troposfera (800 mb - 300 mb) indican una ligera tendencia al alza para el conjunto del período: $0,12^{\circ}\text{C}/\text{década}$. Es interesante observar que el alza se produce de forma brusca en un intervalo muy corto, aproximadamente hacia 1976 (Lindzen, 2002). Más arriba, en la tropopausa (300mb-100mb) la tendencia se invierte y en la baja estratosfera la tendencia de la media al enfriamiento es clara: $-1^{\circ}\text{C}/\text{década}$ (Angell, 2000). Recientemente se han hecho unas correcciones a las mediciones de radiosondeos, que han hecho que los valores sean más altos, con lo que se acercan más a las mediciones de superficie (Sherwood, 2005).

Mediciones geológicas (*boreholes*)

Otra indicación del aumento térmico acaecido durante el transcurso del siglo XX, que parece corroborar el incremento que muestran las series termométricas de superficie, proviene de las perforaciones (*boreholes*) en las rocas del subsuelo (Beltrami, 2002; Beltrami, 2006)).

Desde hace varias décadas los geofísicos vienen realizando estas perforaciones con el objetivo de conocer el gradiente geotérmico, es decir, el ritmo al cual la temperatura aumenta con la profundidad. Los cambios de temperatura de la superficie de la Tierra se propagan lentamente hacia abajo. Conocida la velocidad de propagación, las anomalías térmicas que se registran en profundidad en los sondeos del subsuelo son señal de los cambios de temperatura ocurridos en el pasado en superficie. Las oscilaciones de la temperatura de la superficie se van amortiguando progresivamente hasta anularse. Sin embargo, las fluctuaciones de período más corto (diarias y estacionales) se atenúan muy pronto y a partir de unas decenas de metros de profundidad sólo quedan las señales de las oscilaciones a largo plazo (Pollack, 1993). No hay que olvidar de todas maneras que aspectos de la topografía, hidrología y vegetación locales, en los sitios en donde se realizan las perforaciones, pueden provocar anómalos enfriamientos o calentamientos del subsuelo que complican este método de medición.

En cuanto a los resultados, a partir de cientos de perforaciones de la roca continental realizados en el nordeste de América, en Europa central, en Rusia, en Sudáfrica y en Australia, se ha llegado a la conclusión de que, por término medio, las temperaturas durante el siglo XX han aumentado un $0,5^{\circ}\text{C}$ aproximadamente, lo que concuerda con las mediciones termométricas clásicas de superficie. Las mediciones parecen indicar también que el incremento comenzó hace ya más de cuatro siglos, cuando las temperaturas eran 1°C inferiores a las actuales, y que el aumento se aceleró en este siglo (Pollack, 1998). Un estudio aún más reciente que se basa en más de seiscientas perforaciones localizadas en los cinco continentes indica también un progresivo calentamiento desde hace cinco siglos (Huang, 2000) y lo mismo ocurre con otro que recoge datos de las latitudes medias, el cual, si bien indica que la media señala un incremento, muestra en algunos sondeos tendencias negativas (Harris, 2001).

Es interesante señalar que la absorción geológica de calor puede amortiguar el incremento de la temperatura causado en el aire por el aumento del efecto invernadero, en una medida que aún está por determinar.

Capítulo 14. La subida del nivel del mar

1.La subida del siglo XX

2.La complejidad de los factores

3. Mediciones desde satélite

4. Las previsiones

1. La subida del siglo XX

Todavía no se ha llegado a una conclusión definitiva sobre la subida global media del nivel del mar ocurrida durante los últimos cien años. Los últimos informes del IPCC, basándose en los registros costeros de múltiples estaciones, concluyen que se habría elevado unos 18 centímetros en el pasado siglo XX (entre 1,5 y 2 mm/año). La incertidumbre es grande, no sólo por la escasez de estaciones, sino también porque los cálculos son muy complejos, debido a las diferencias regionales en las tendencias.

Si no se tienen en cuenta los lentos movimientos geológicos que cambian la configuración de los océanos, el nivel medio del mar puede ascender fundamentalmente por dos motivos: un incremento de la masa oceánica procedente del deshielo continental (componente eustática) y un incremento del volumen oceánico por expansión térmica del agua y disminución de su densidad (componente termostérica).

El grueso de la subida del siglo XX, unos 14 cm, habría sido debida a los cambios en la masa de agua, es decir, al deshielo continental (Miller, 2004). Estas cifras hay que tomarlas con cierta cautela, pues no se conocen bien los cambios de las masas de hielo que cubren la Antártida y Groenlandia. Un tipo de cálculo, basado en los cambios de salinidad oceánica, indica que la subida debida al deshielo ha podido ser durante el siglo XX de solamente 6 cm (Wadhams, 2004).

Tampoco se sabe bien cual es la aportación positiva al aumento del nivel del mar del deshielo del permafrost (suelo congelado) de las latitudes altas, que ocupa un 24 % del área continental del hemisferio norte. Parece que la escorrentía de los ríos de Siberia que desembocan en el Artico ha aumentado en el transcurso del siglo XX y quizás este incremento, como en el caso del Yenisey, se deba a un cierto deshielo del permafrost siberiano (Lawrence, 2005). Por otra parte, hay que tener en cuenta también la pequeña disminución del nivel del mar debida al almacenaje de agua en lagos y pantanos artificiales.

Restando de los 18 cm de subida, los 14 correspondientes al deshielo, el calentamiento del agua habría sido responsable del resto de la subida: unos 4 cm. Esta subida de 4 cm ha sido calculada a partir de las mediciones de temperatura del agua del mar. El oceanógrafo Sidney Levitus y sus colaboradores de la NOAA han realizado estudios exhaustivos utilizando millones de perfiles térmicos de los océanos entre la superficie y los 3.000 metros de profundidad, que en principio fueron concebidos para estudiar el plancton. Se calculó así que durante el período 1955-2003 se produjo un calentamiento global del océano de 0,04°C (Levitus, 2000; Levitus, 2005).

El contenido calorífico del océano ha subido, sobre todo, a partir de la década de los años 70. Desde entonces se detectan algunos fenómenos regionales relacionados posiblemente con este calentamiento global (Field, 2005). Otros estudios recientes indican que esta subida termostérica ha sido muy irregular y que en los últimos 50 años, la mitad de ella ha sido debida al calentamiento del Atlántico (Antonov, 2005).

2. La complejidad de los factores

Aparte del deshielo y de la expansión térmica del agua por calentamiento, existen otros factores que hacen complejo el cálculo de una tendencia media global.

Por ejemplo, la reacción isostática de ajuste que comenzó tras la fusión de los últimos grandes mantos glaciares determina en muchas partes que el mar esté subiendo o bajando. Así, las mediciones en las costas del Báltico indican que en su parte norte el mar está bajando más de 5 mm/año. Ello se debe a que la costa sueca del Báltico asciende para recuperarse, como por rebote, del hundimiento que le producía la masa de hielo glacial que tuvo anteriormente encima (Pan, 1999). Por el contrario, este rebote produce un pliegue de hundimiento de la corteza litosférica —y una subida del nivel del mar— en el área periférica que circunda al domo en ascenso. Por ejemplo, en Dinamarca. Reacciones parecidas de ajuste glacial isostático ocurren a lo largo de la costa este de Canadá y Estados Unidos (Park, 2002).

A estos movimientos isostáticos hay que añadir otros relacionados con hundimientos del subsuelo y

motivados por otras causas, como la extracción del gas o del petróleo que rellena los poros de las rocas del subsuelo. Aunque los medios de comunicación suelen señalar con frecuencia que los problemas de hundimiento de Venecia están ligados al calentamiento global, si la ciudad se hunde es más que nada debido al hundimiento de su subsuelo (unos 23 cm en el último siglo) y a las mareas altas excepcionales, como la catastrófica de Noviembre de 1966 (174 cm), debida a la combinación de bajas presiones y vientos del sureste (Fagherazzi, 2005). De la misma forma, en otras muchas costas del mundo, como en Texas y Louisiana, el ritmo de subsidencia regional es por razones extractivas superior a 1 metro por siglo (Meckel, 2006).

Existen otros factores que modifican irregularmente el nivel de los océanos, haciendo que difícilmente se pueda hablar de una tendencia global uniforme. Así, las variaciones de las corrientes oceánicas, amontonando agua en unas zonas y vaciándolas parcialmente en otras, desnivelan la superficie del mar entre unas regiones y otras. De esta manera se ha comprobado que en las costas de Finlandia el nivel del mar sufre unas variaciones correlacionadas con las variaciones del índice NAO. Un índice positivo (vientos del oeste más intensos) causa una elevación del mar al aumentar el flujo entrante de agua atlántica en el Báltico (Johanson, 2001). Por el contrario en el Mediterráneo, un índice NAO positivo, que refleja una mayor presión en la zona, tiende a hacer bajar el nivel del mar. Según algunos autores la evolución del índice NAO entre 1960 y 1994 provocó una bajada en este mar del orden de 1,3 mm/año.

Las variaciones de las presiones y de los vientos predominantes ocasionan cambios diarios en el nivel del mar de varios centímetros. Mapas predictivos de estos "residuos" meteorológicos, son publicados por las autoridades de navegación y puertos.

También los cambios de densidad del agua, provocados por los cambios de salinidad, hacen variar el nivel de los mares. En el Báltico, la salinidad en el Skagerrak es de un 35 ‰, pero es de sólo un 5‰ en el Golfo de Bothnia, lo que hace que en un mismo mar la altura del mar sea diferente en unos 35 o 40 cm.

Finalmente, fenómenos como El Niño provocan diferencias interanuales de hasta 50 cm en amplias áreas del Pacífico (Merrifield, 1999).

3. Mediciones desde satélites

Satélites como el Topex-Poseidon, ERS y Jason miden la altura de la superficie del mar con una resolución horizontal de unos cuantos kilómetros y unos errores de unos 2-3 cm, debidos a variaciones en la órbita. Aunque las medidas son probablemente bastante correctas, hay que tener en cuenta que, debido a las diferencias de la gravedad terrestre, deben tener en cuenta las diferencias de elevación debidas al geoide terrestre, que puede variar decenas de metros entre unos puntos y otros, por lo que tienen que ser restadas.

Además de las dificultades técnicas para estimar medias globales en cifras milimétricas desde satélites que se mueven a cientos de kilómetros de la agitada superficie marina, la serie de medidas satelitales es demasiado reciente para poder extraer de ella, con certeza, una tendencia a largo plazo (Cabanés, 2001).

Desde 1992 la misión satelitaria Topex-Poseidón calcula cada diez días el nivel medio global de la superficie marina. En este período la subida registrada es de unos 3 mm/año. Lo más notable es el episodio de 20 mm de subida global coincidente con el apogeo del Niño de 1997-98 (Nerem, 1999). Hay que tener en cuenta que el cambio es geográficamente muy desigual. En algunas regiones se eleva, en otras descende.

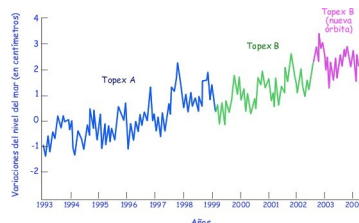


Fig. Evolución del nivel del mar durante el período 1993-2004 (en centímetros) según la misión satelitaria Topex-Poseidón.

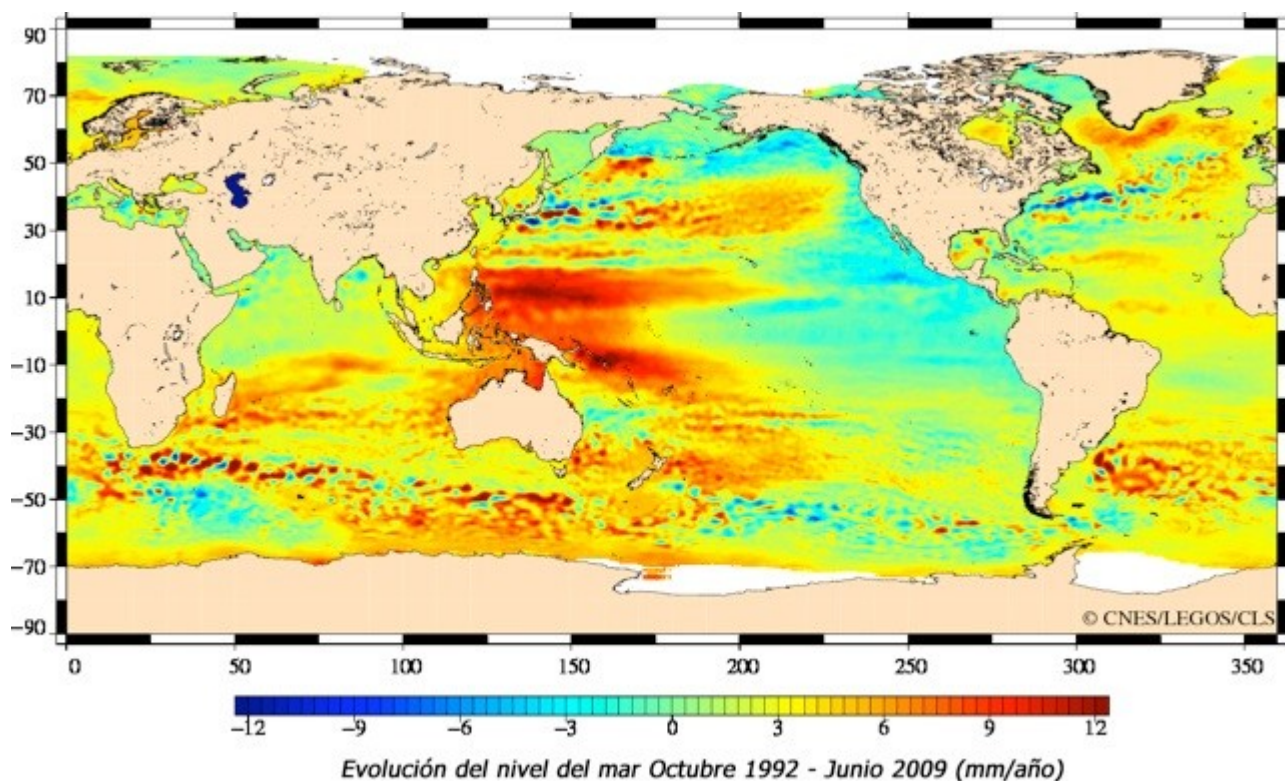


Fig. Variación del nivel del mar (mm/año), según las mediciones satelitarias de la misión Topex-Poseidón.

Según algunos investigadores, en el Adriático y en el Mediterráneo Occidental el nivel del mar ascendía hasta 1.960, pero desde entonces ha descendido a un ritmo medio de 1,3 mm/año (Tsimplis, 2000). Esto se debería a un aumento de la salinidad, causada a su vez por la disminución de la escorrentía de los ríos que desembocan en su cuenca (Tsimplis, 2001). Para otros, un ligero aumento de la presión atmosférica media sobre el Mediterráneo ha podido, por sí sola, contribuir a ese descenso del nivel.

Por otra parte, el análisis satelitario llevado a cabo desde sólo hace dos décadas por la misión Topex-Poseidón, corrobora que la tendencia del nivel del mar en el Mediterráneo no es uniforme, habiendo zonas de bajada (Mar Tirreno y sur de Italia) y zonas de subida (Mediterráneo Oriental).

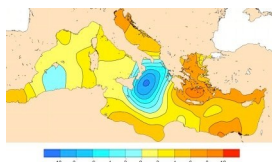


Fig. Evolución del nivel del Mar Mediterráneo en mm/año durante el período Enero 1993-Octubre 2004 según la misión satelitaria Topex-Poseidón (fuente: Pascual, 2005)

4. Las previsiones

Con respecto al futuro, las predicciones del IPCC para el año 2100 refuerzan la subida y calculan que para entonces habrá habido una subida media del orden de los 50 cm (lo que supondría un ritmo

medio de 5 mm/año, bastante mayor que el registrado en el siglo XX).

Un estudio reciente, publicado en 2006, especifica que de Enero de 1870 hasta Diciembre de 2004 la subida ha sido de 19,5 cm. Esta subida ha ido acelerándose levemente con una aceleración calculada de 0,013 mm/año, por lo que de continuar así el incremento en el año 2100 con respecto al nivel presente será entre 28 cm y 34 cm (Church, 2006).

Según el informe IPCC 2001, esta subida futura en el transcurso del siglo XXI será achacable en su mayor parte a la expansión térmica del agua (unos 30 cm) y en menor medida al deshielo de los glaciares no polares (unos 20 cm) y del manto de Groenlandia (unos 10 cm). La Antártida, por el contrario, en la que se encuentra el 85 % de todo el hielo terrestre, contribuiría más bien a una bajada de unos 10 cm del nivel del mar, ya que con el calentamiento habría mayores precipitaciones de nieve y una mayor acumulación en el manto de hielo austral (Gregory, 2000). De todas maneras este supuesto calentamiento de la Antártida no se ha manifestado todavía.

Capítulo 15. Los hielos

1. El hielo de la Antártida

2. El hielo del Artico

3. El hielo de Groenlandia

4. Los otros glaciares (glaciares de montaña)

1. El hielo de la Antártida

Más del 85 % del área terrestre ocupada por hielos permanentes se encuentra en la Antártida. Un 10 % corresponde al hielo de Groenlandia y el resto, menos de un 5 %, al conjunto de todos los otros glaciares y pequeños casquetes helados.

El hielo continental

El espesor medio del hielo en la Antártida es de 2,4 kilómetros y en algunos lugares llega casi a los 5 kilómetros. Su volumen es tan grande que su descongelación completa elevaría el nivel del mar unos 60 metros. La mayor parte de la masa de hielo, casi el 90 %, se encuentra en la Antártida Oriental.

Análisis satelitarios de la evolución del espesor del manto en el período 1992-2003 indican un incremento en la mayor parte de la Antártida Oriental y un adelgazamiento en la mayor parte de la Antártida Occidental. En el balance global se ha producido un leve aumento de 1,4 cm/año (Davis, 2005).

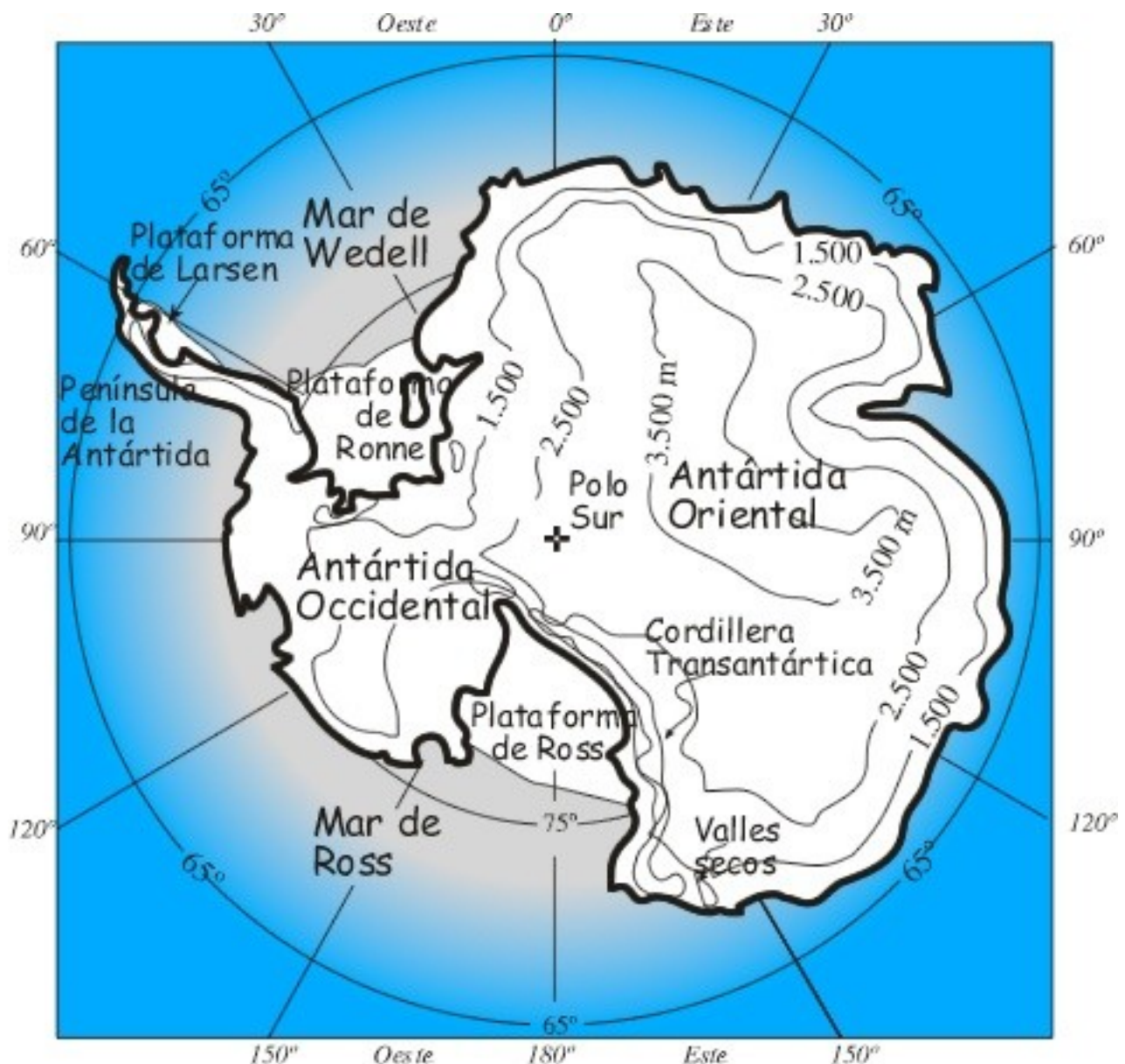


Fig. Mapa de la Antártida en la actualidad. Topografía aproximada en metros.

Una zona delicada es la Península de la Antártida, ya casi fuera del círculo polar. La mayor parte de los glaciares de esta península muestran en los últimos años una tendencia al retroceso, aunque no está claro que la causa única sea ese calentamiento (Cook, 2005). Recientemente se ha producido allí, a unos 65°S, una fusión parcial de la plataforma marina de Larsen B, que ha venido unida a un calentamiento del aire en el transcurso de las últimas décadas. El calentamiento neto ha sido del orden de 2,5 °C en los últimos cincuenta años y está relacionado con una variación del régimen de vientos (Orr, 2004). La repercusión del deshielo en el nivel del mar es casi nula, ya que es hielo marino flotante y que no sujeta apenas ninguna masa de hielo continental (Vaughan, 1995). Además, el análisis de la historia de la plataforma de Larsen B indica avances y retrocesos importantes durante el transcurso del Holoceno (Domack, 2001). Durante varios períodos del Holoceno algunas de las otras plataformas de hielo que rodean la Península han estado ausentes (Hodgson, 2006). Se cree cada vez con más certeza que estas variaciones del hielo en esa región van ligadas a cambios en la circulación atmosférica y oceánica (Harangozo, 2006).

El hielo marino

Por otra parte, la banquisa de hielo marino que se forma anualmente alrededor de la Antártida experimenta una gran variación estacional en su extensión: mide entre 15 y 16 millones de km² al final del invierno austral (Septiembre) y solamente entre 2 y 3 millones de km² al final del verano

(Febrero).

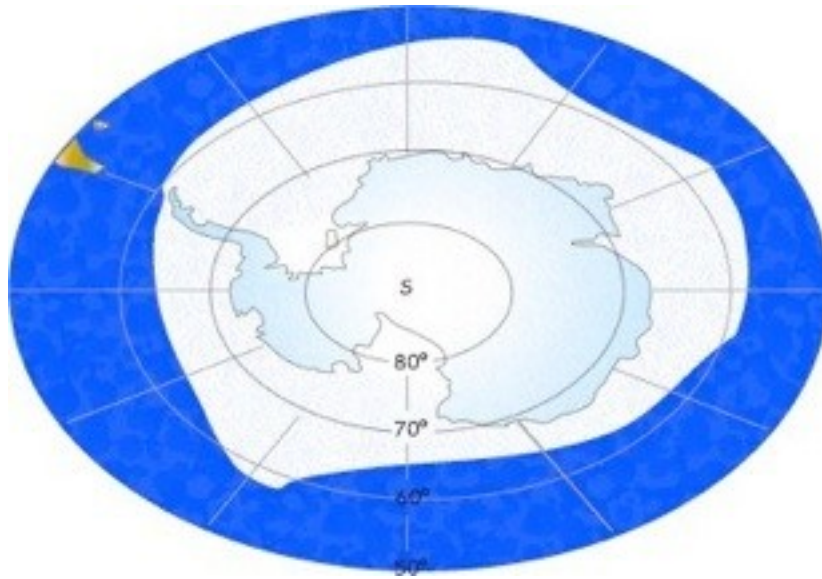
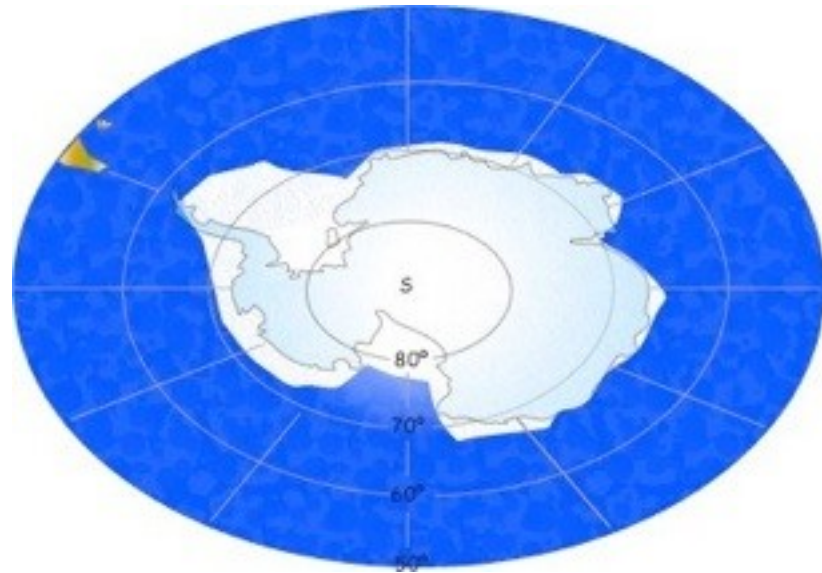


Fig. La banquisa de hielo de la Antártida en Septiembre (arriba) y en Febrero (debajo)



Como se aprecia en la gráfica siguiente de la evolución de la extensión desde 1978 hasta el 2010, aparte de la aguda variación estacional que se produce anualmente, la banquisa antártica no ha mostrado una tendencia significativa ni al aumento ni a la disminución.

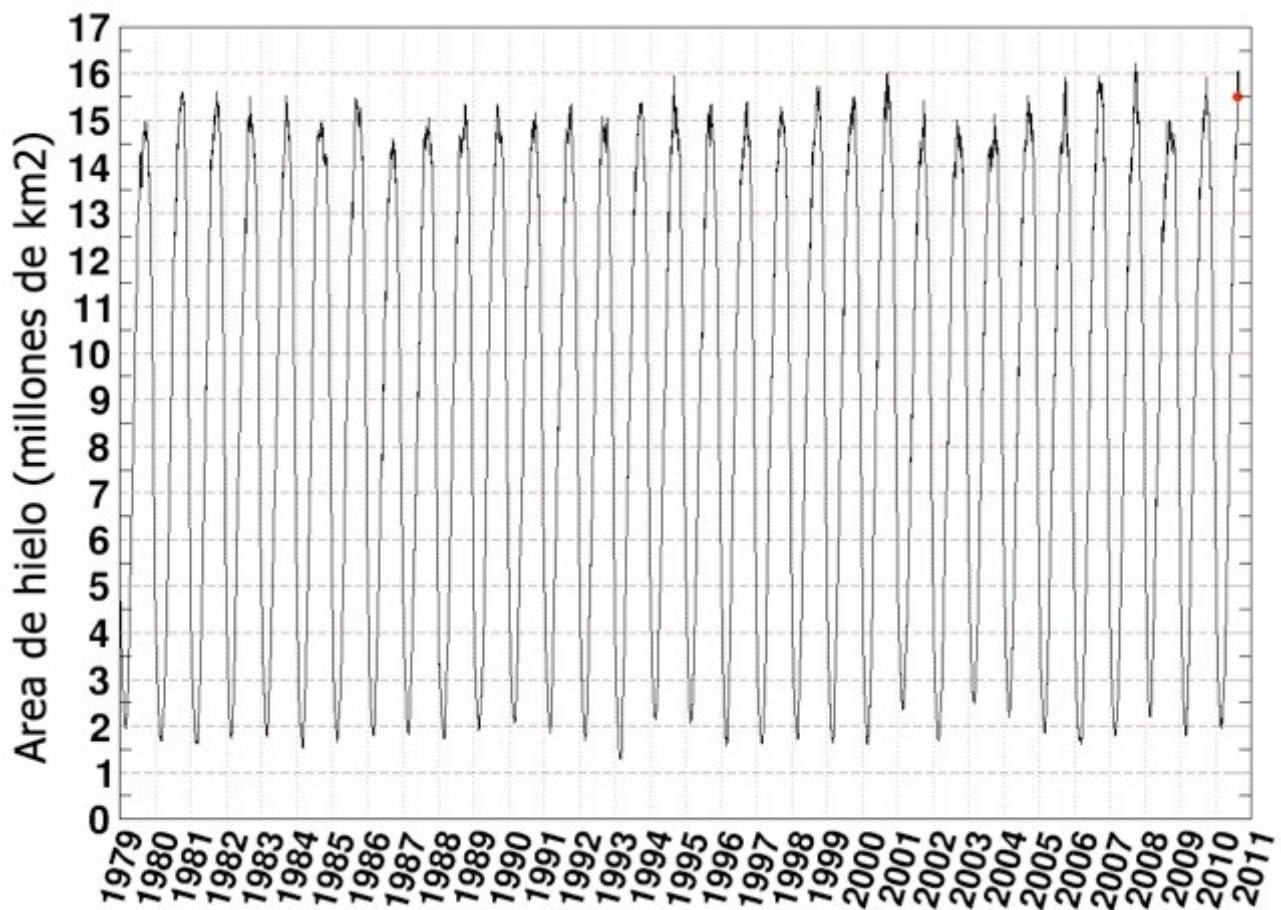


Fig. Evolución del área del hielo de la banquisa de la Antártida entre Enero de 1979 y Agosto de 2010 (fuente: Universidad de Illinois, (datos NSIDC:NASA SMMR y SSMI <http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/>)

El futuro de la Antártida

Aunque, según vaticinan los modelos numéricos, se produjese en la Antártida un calentamiento en las próximas décadas, el deshielo directo provocado por esta causa sería mínimo. Ocurre que en la mayor parte del continente, excepto en algunas regiones costeras —y especialmente en la Península de la Antártida—, las temperaturas están casi siempre muy por debajo del punto de congelación, por lo que un incremento de 2°C o 3°C no provocaría apenas ninguna fusión del hielo. Por el contrario, este incremento térmico podría hacer aumentar la capacidad higrométrica del aire y también las precipitaciones de nieve, provocando una mayor acumulación de hielo en el continente, lo que haría bajar en unos cuantos centímetros el nivel del mar (IPCC, 2001). Sea lo que sea, el análisis en la acumulación de nieve durante la segunda mitad del siglo XX no muestra ningún cambio significativo (Monaghan, 2006).

Otro problema diferente, y más complicado de vaticinar, es el posible colapso del manto de hielo que recubre la Antártida Occidental. Gran parte del manto de hielo en esta zona occidental se apoya en las plataformas de hielo costero de Ronne (en el mar de Wedell) y de Ross.

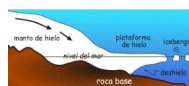


Fig. Plataforma marina y proceso de deshielo

Estas plataformas de hielo flotante, de varios cientos de metros de espesor, actúan de contrafuertes del hielo continental. Uno de los temores para el futuro, si el calentamiento global se confirma y se hace más intenso, es que podrían deshelerse y provocar grandes deslizamientos de hielo desde el

continente al mar (Oppenheimer, 1998). Ocurre que estas plataformas de hielo no se apoyan en el fondo marino, sino que, por el contrario, tienen agua por debajo que socava su base. Si el mar se calentase, podrían sufrir una fusión suficiente como para que se desgajasen en icebergs que las corrientes alejarían mar adentro. Tras menguar o desaparecer estas plataformas marinas, es posible que a continuación se acelerase la caída del hielo continental que sujetan. Algunos estudios indican una aceleración de la caída de los frentes de algunos glaciares en los últimos años en el mar de Amundsen (Thomas, 2004). Sin embargo, otras mediciones recientes del hielo en la zona de Ross indican que en los últimos tiempos lo que se produce allí es lo contrario, más acumulación de hielo, y desaceleración de las corrientes de hielo que descienden hacia la plataforma marina (Joughin, 2002 y 2005; Raymond, 2002).

2. El hielo del Artico

El hielo marino

El hielo marino del Artico tiene una estructura compleja, consistente en diferentes tipos de hielo, con diferentes espesores, que puede variar desde regiones recubiertas por finas láminas de hielo anual recién formado, hasta otras zonas en donde la compresión de hielo multianual origina amontonamientos de hasta 50 m de espesor. Se producen también unas grandes variaciones estacionales y anuales.

El espesor medio en el Polo Norte es entre 3 y 4 metros a final del invierno, pero la variación es grande debido a que la banquisa ártica se mueve. En el corazón del verano, cuando las temperaturas en el Polo Norte rondan los 0°C, se está muy cerca de la descongelación y aparecen grandes calvas por donde asoma el agua marina.

Aproximadamente la mitad del hielo marino del Artico, a diferencia del de la Antártida, es hielo multianual, es decir hielo que sobrevive al menos un verano.



Fig. Extensión media máxima (Febrero) y extensión mínima (Septiembre) de la banquisa de hielo en el Artico.

Durante la primera mitad del siglo XX la extensión media estacional de los hielos marinos del Artico permaneció inalterada. Sin embargo, en las últimas décadas del siglo XX la extensión mínima que alcanza la banquisa tras el deshielo del verano ha tendido a ser menor, especialmente durante el verano del 2007. Los máximos de invierno también han tendido a disminuir (Kukla, 2004; Meier, 2005).

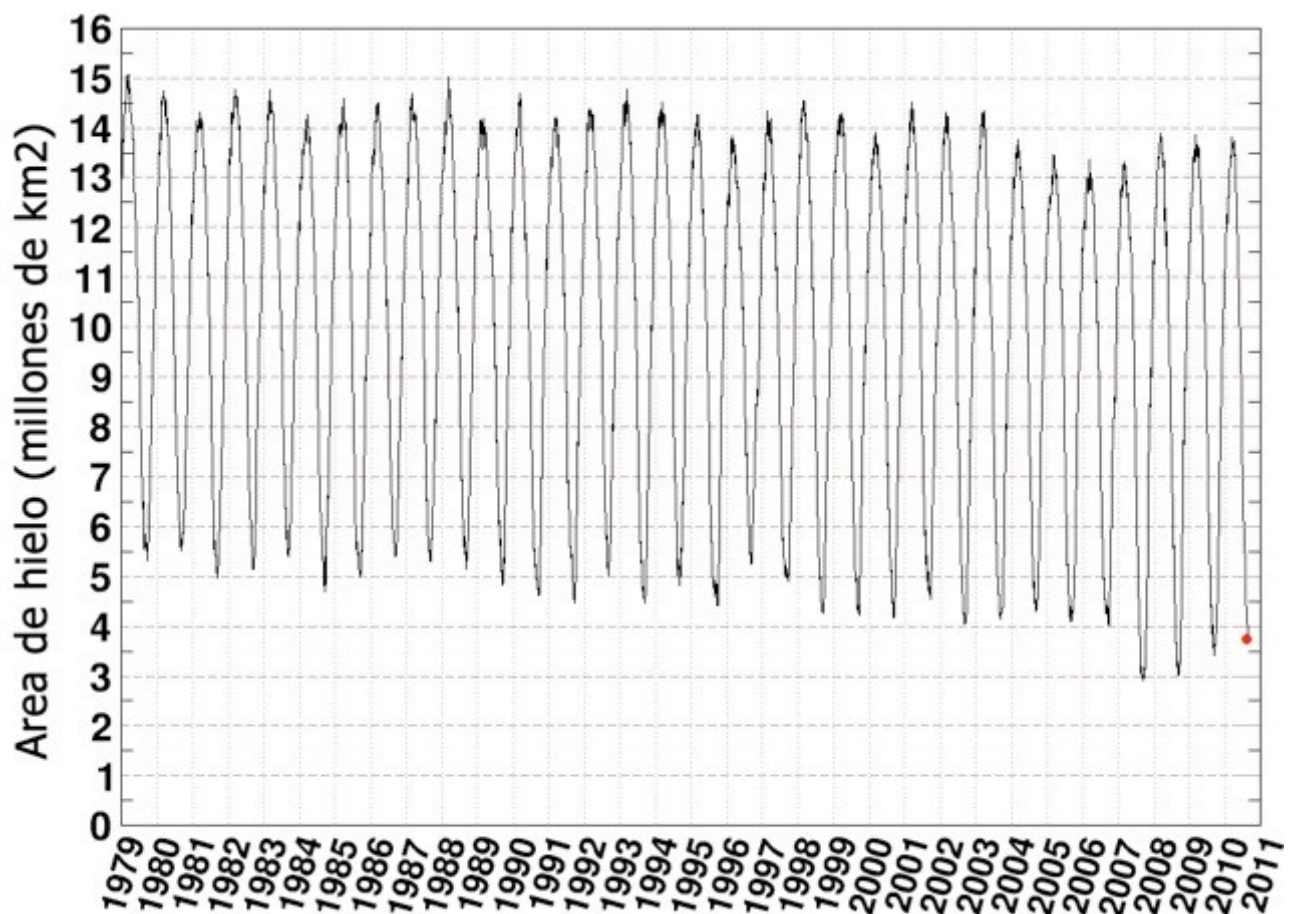


Fig. Evolución del área del hielo de la banquisa del Artico entre Enero de 1979 y Agosto de 2010 (fuente: Universidad de Illinois,(datos NSIDC:NASA SMMR y SSM <http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/>)

Por otra parte, los cambios ocurridos son diferentes en unas zonas y otras: en las dos últimas décadas la extensión del hielo marino disminuyó en los mares de Barents y Kara, pero no mostró tendencia, o incluso aumentó, en el mar de Bering y en partes del mar de Beaufort y del Archipiélago Canadiense.

Los estudios realizados sobre la posible disminución del grosor de la banquisa del Artico, basados en las mediciones con sónar realizadas por los submarinos norteamericanos que cruzan en misiones militares el Polo Norte, muestran unos resultados contradictorios. En uno de ellos, comparando las mediciones con sónar efectuadas durante los cruceros del período 1958-1976 con el del período 1993-1997, se indica que ha habido un adelgazamiento considerable del grosor medio del hielo anual del Océano Glacial Artico, que habría pasado de tener 3,1 metros a tener sólo 1,8 metros durante el verano (Rothrock, 1999). Otro estudio, también basado en la comparación de las mediciones tomadas en dos travesías efectuadas respectivamente en 1976 y 1996 apunta también a un adelgazamiento (Wadhams, 2000). Sin embargo, estudios no muy anteriores, por ejemplo uno basado también en las mediciones de submarinos durante el período 1977-1992, indica que existe una gran variabilidad interanual, pero no una tendencia, ni al engrosamiento, ni al adelgazamiento de la banquisa (Shy, 1996). Otros estudios más recientes también muestran desacuerdos, ya que algunos indican una fuerte disminución de los hielos (Comiso, 2002) y otros que la tendencia es incierta y la variabilidad interanual muy grande (Winsor, 2001; Laxon, 2003).

Al parecer es la extensión del hielo multianual la que más se ha reducido, por razones, aún poco claras, que algunos relacionan con el índice AO (Arctic Oscillation). Un índice alto supondría mayor desaparición de esta capa de hielo, quizás debida a una mayor emigración de hielo hacia el Atlántico a través del estrecho de Fram. Un estudio de mediciones desde satélites durante el período reciente 1978-1998 parece indicar una disminución sustancial, de hasta un 14 %, del área cubierta

por el hielo multianual (Johannessen, 1999). El estudio indica, sin embargo, que la variabilidad es grande y que 20 años de mediciones son insuficientes para establecer una tendencia a medio o largo plazo. Otro estudio que analiza el período 1979-2004 también indica una disminución del hielo multianual desde comienzos de la década de los 90, aunque con excepciones como la del año 1996 en la que el hielo se recuperó totalmente. Al parecer existe una región central en el Artico con una cobertura de hielo densa y persistente, que está rodeada por regiones muy fluctuantes (Belchansky, 2005).

Por otra parte, la intensificación de los vientos del oeste durante los últimos 20 años ha podido contribuir a una entrada mayor de agua cálida y salada en el Artico, proveniente del Atlántico a través de los mares de Noruega y Barents (Polyakov, 2005). El agua del Artico bajo el hielo está fuertemente estratificada y se compone de tres niveles (superficial, intermedio y profundo). El agua proveniente del Atlántico avanza por el nivel intermedio, con temperaturas por encima de los 0°C. A principios de los 90 el índice AO presentó unos valores muy positivos, que luego han tendido a disminuir, y es posible que entonces penetrara en el Artico una cantidad anómala de agua caliente que a lo largo de años posteriores haya ocupado toda la cuenca. El perfil térmico del agua bajo el Polo Norte indica un calentamiento en esa década, que últimamente, en el 2004, se ha visto truncado (Moon, 2005).

El movimiento del hielo

El movimiento del hielo, que es de varios metros por día en el Polo Norte, es variable, ya que está influenciado por el campo de presión y por los vientos, y ello puede ocasionar el engrosamiento temporal en unas zonas y su adelgazamiento en otras (Maslowski, 2000; Kimura, 2000; Tucker, 2001). Existen por regla general dos grandes estructuras circulatorias: el Giro de Beaufort y la Deriva Transpolar. Su variabilidad, en cuanto a intensidad y localización media, es decisiva en los movimientos del hielo.

Este movimiento del hielo está ligado a la variabilidad del índice NAO (North Atlantic Oscillation) y del índice AO (Arctic Oscillation). Se sabe que estos índices, que indican la intensidad de la componente zonal de los vientos atlánticos del oeste que penetran en Eurasia, están muy relacionados con la extensión de los hielos de la banquisa ártica (Rigor, 2004). Con valores altos, y una circulación de vientos fuertes del oeste, la extensión del hielo ártico es menor que cuando los valores son bajos. Ocurre que en esta situación la Deriva Transpolar se coloca más al oeste, lo que facilita que se escape más hielo multianual a través del estrecho de Fram (Belchansky, 2005).



Fig. Mapa del Ártico. Se dibujan los principales ríos que desembocan en el Ártico con sus caudales medios (en km³/año), los movimientos del hielo (Giro de Beaufort y Deriva Transpolar) y las corrientes marinas (cálidas en naranja y frías en azul).

El Ártico pierde agua especialmente a través del estrecho de Fram y la gana a través del estrecho de Bering. En la zona subpolar de los Mares Nórdicos se mezcla el agua salada y cálida venida del Atlántico con el agua casi helada y más dulce llegada del Ártico. En esta región se produce agua profunda (NADW, North Atlantic Deep Water), al igual que en la cuenca marina de Irminger y en la de Labrador.

Los ríos, al descargar aguas dulces en el Ártico, hacen disminuir su salinidad. De esta forma favorecen la congelación del Ártico y moderan probablemente la circulación termohalina del Atlántico, al hacer que sean menos densas las aguas superficiales. Las cuencas árticas se alimentan de la humedad acarreada por los vientos del Oeste. Una mayor evaporación en el Atlántico Norte y un índice NAO positivo provocan mayores precipitaciones y una mayor escorrentía. En las últimas décadas se ha observado un incremento de la escorrentía en las cuencas siberianas pero no así en las cuencas canadienses.

Las tierras costeras del Ártico

El hecho más notable de la evolución de la temperatura en las costas del Ártico en el último siglo fue una subida rápida, superior a 1°C, entre 1920 y 1940. Después las temperaturas bajaron entre 1940 y 1970, y finalmente se produjo una nueva subida desde 1970, que se ha intensificado en los

últimos años.

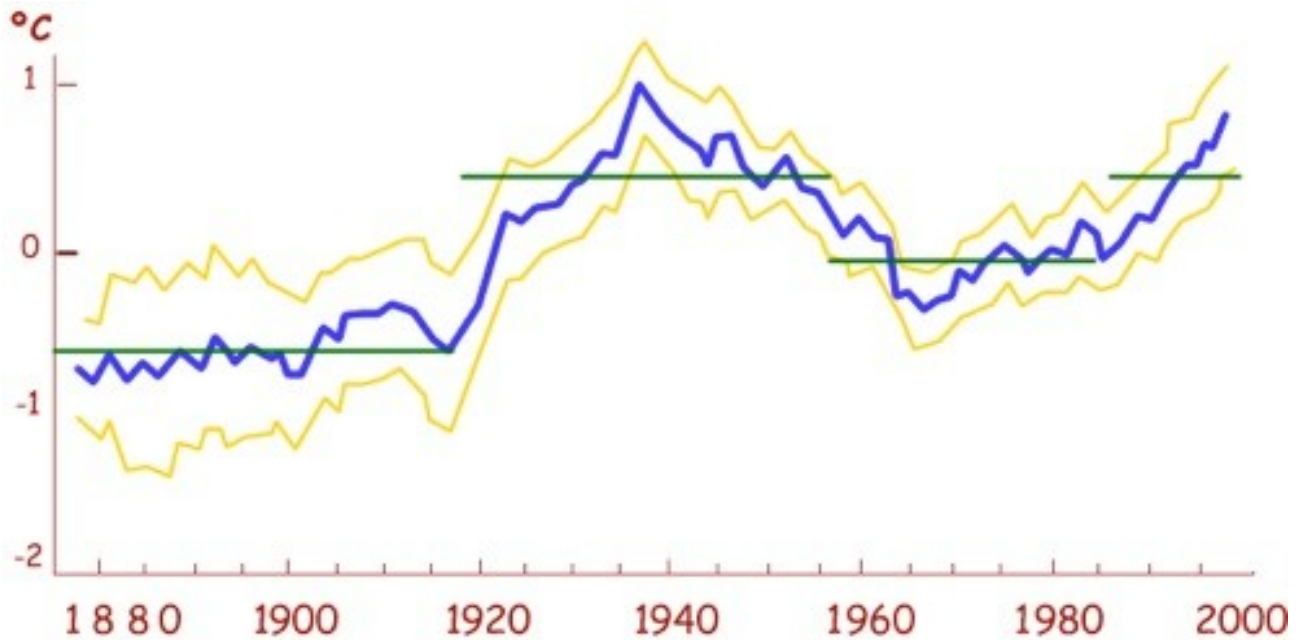


Fig. Anomalia de la temperatura en las costas del Artico durante el período 1880-2000 (en azul) con respecto al período 1960-90. Nivel de confianza del 95 % (en amarillo). Temperatura media en diversos períodos (en verde) (referencia: Polyakov, 2002)

En cuanto a Alaska, lo más destacado es un brusco calentamiento registrado hacia 1976 y el enfriamiento reciente .

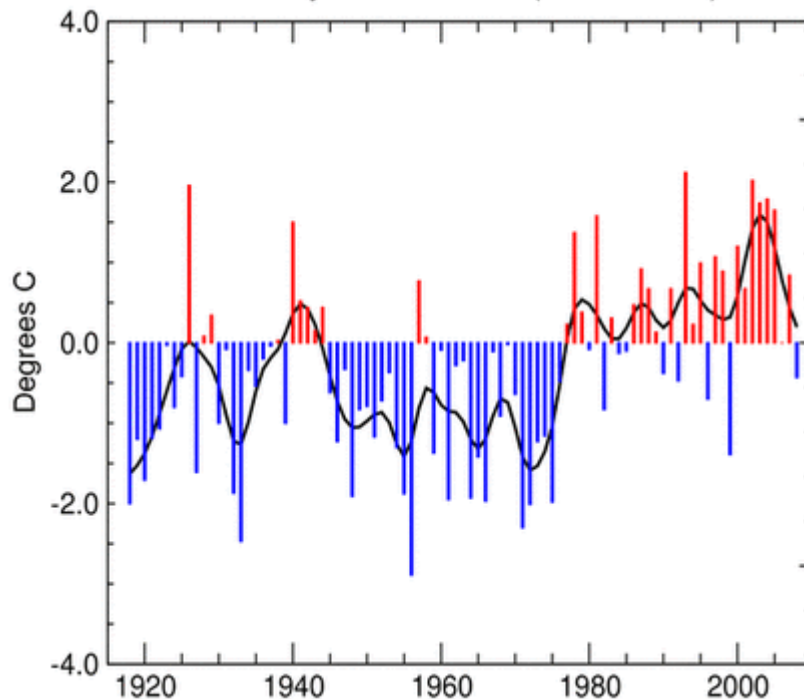


Fig. Anomalías de la temperatura media anual en °C en Alaska, 1918-2008 (fuente: NOAA)

¿Por qué se calienta el Artico?

a) Factores antrópicos

El reciente aumento de las temperaturas del Artico puede ser debido, al menos en parte, al aumento de los gases invernadero, no sólo del CO₂ sino también del metano y del ozono troposférico. Se produciría además en el mar un efecto de retroalimentación positiva al irse deshelando la banquisa y disminuir el albedo. Por otra parte la reducción de la banquisa ha podido facilitar que el mar

transfiera con más facilidad su calor al aire, al disminuir el aislamiento térmico de la capa de hielo.

En las costas continentales del Artico, el albedo también disminuiría poco a poco al ser sustituido un paisaje de tundra por otro boscoso más oscuro. La subida térmica de los últimos años puede también estar relacionada con el alargamiento en varios días de la estación veraniega libre de hielos. La disminución del albedo debido a este motivo es de unos 3 W/m² por década (Chapin, 2005).

Un modelo del Instituto Goddard de la NASA indica que el ozono transportado hacia el Artico desde los cielos contaminados de Norteamérica y, sobre todo, de Rusia y de China, ha podido causar entre el tercio y la mitad del calentamiento del Artico registrado en la segunda mitad del siglo XX (Shindell, 2006).

Pero el calentamiento del Artico puede haber sido no sólo debido al incremento global del CO₂ y de los otros gases invernadero como el metano y el ozono, sino también al efecto invernadero provocado por la suciedad del aire, es decir, por los aerosoles llegados desde regiones muy pobladas de latitudes medias como Estados Unidos, Europa, Rusia y China.

El calentamiento que provocan los bajos estratos nubosos (arctic haze) producidos por estos aerosoles puede notarse sobre todo en invierno, ya que retienen en la atmósfera las radiaciones infrarrojas terrestres que se escapan al espacio. La nubosidad en el Artico juega un importante papel de calentamiento. Se ha calculado que las nubes emiten hacia la superficie en el Artico unos 60 W/m² de radiación infrarroja y el incremento de la concentración de aerosoles ha hecho aumentar esa cifra en 3,4 W/m², que es mayor que los 2,4 W/m² atribuidos al incremento de los gases invernadero (Ritter, 2005; Lubin, 2006; Garrett, 2006).

Gran parte del hollín (black carbon) producido en los incendios agrícolas que todas la primaveras, tras el deshielo invernal, acondicionan los campos del norte de Rusia, acaba depositado sobre el hielo del Artico si las corrientes de aire son favorables. La suciedad del hielo, al disminuir su reflectividad, puede así ser también un importante factor creciente en el proceso del deshielo estival (Warneke, 2010).

b) Factores naturales

La temprana iniciación en el siglo XX de la subida térmica en el Artico sugiere que factores naturales, como la suciedad procedente de las erupciones volcánicas, las variaciones en las corrientes oceánicas o los cambios astronómicos en la insolación, han debido tener tanta importancia, al menos entonces, como los efectos derivados de las actividades humanas (Polyakov, 2002; Moritz, 2002; Overpeck, 1997).

Entre los factores atmosféricos naturales se señala un posible cambio en la circulación de vientos que haya propiciado una mayor entrada de masas de aire templadas desde el suroeste, debido a un reforzamiento tanto de la baja de Islandia como la de las Aleutianas, lo que vendría reflejado en un valor alto de los índices NAO y AO.

Esta circulación atmosférica puede además haber influido en el movimiento del hielo marino, provocando una mayor salida de témpanos del Artico hacia los mares Nórdicos a través del estrecho de Fram y una mayor entrada de agua cálida del Atlántico a través del Mar de Barents.

Finalmente es también posible que la entrada de agua al Artico proveniente del Pacífico a través del estrecho de Bering haya aumentado en los últimos años durante el final de la primavera y principios del verano. En el año 2007, este mayor aumento del aporte de calor pudo servir de detonante para una temprana descongelación estival en el mar de Chukchi y mares aledaños (Woodgate, R. et al., 2010).

3. El hielo de Groenlandia

El manto de hielo de Groenlandia contiene un volumen de hielo cuya descongelación completa equivaldría a unos 7 metros de subida general del nivel del mar. Pero estamos muy lejos de que esto ocurra. Incluso es difícil determinar la tendencia actual de la masa total de hielo porque, si bien

muchas de las lenguas glaciares que llegan a la costa retroceden, en gran parte del interior parece detectarse un incremento del hielo debido a un posible aumento de las precipitaciones de nieve.

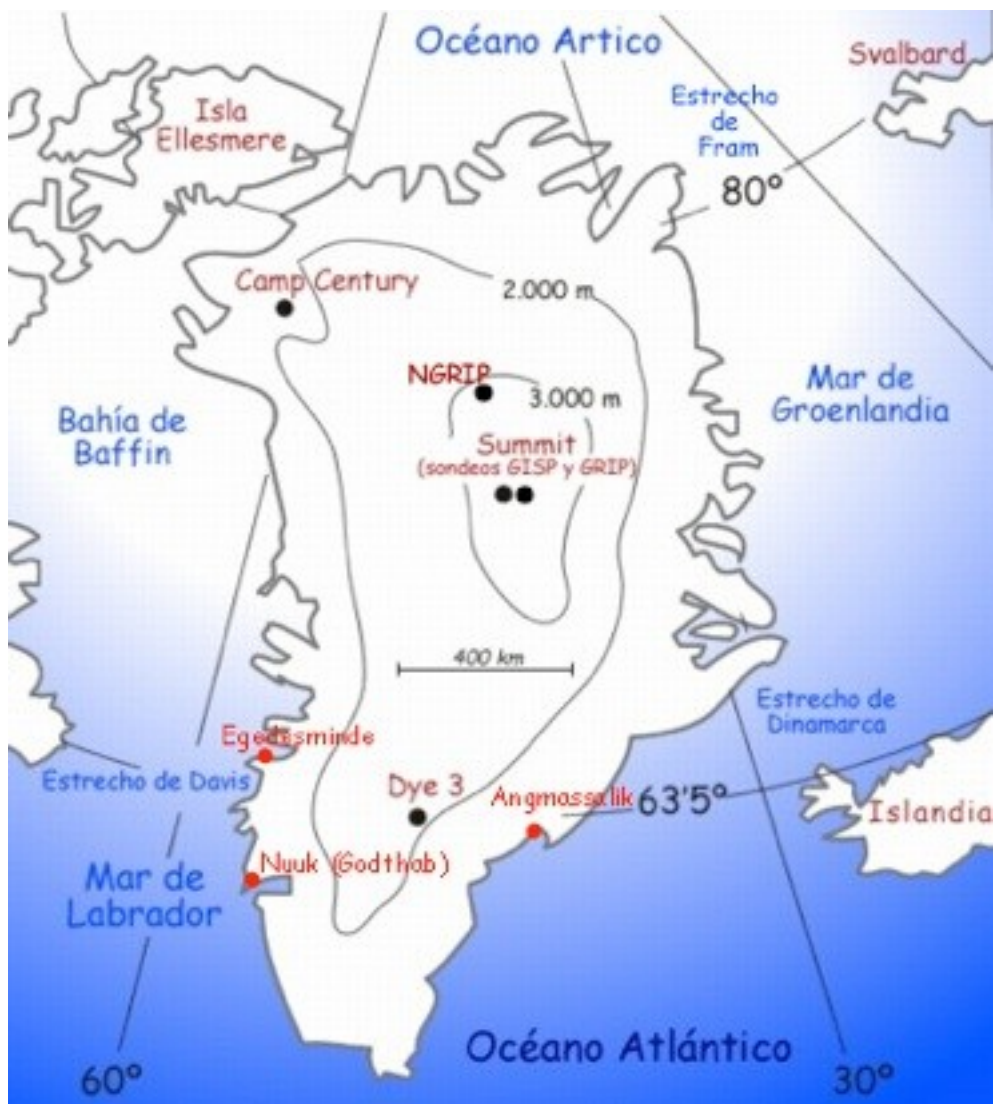


Fig. Mapa de Groenlandia. Se señalan algunas poblaciones y estaciones científicas.

Las temperaturas

El reciente calentamiento de Groenlandia tiene un precedente cercano (aparte del probable calentamiento que ocurrió allí hacia el año 1.000 cuando los vikingos instalaron varias colonias en fiordos del oeste).

Las series largas de mediciones termométricas en dos estaciones del sur (Angmassalik y Godthab) indican un calentamiento bastante brusco e importante entre 1920 y 1930.

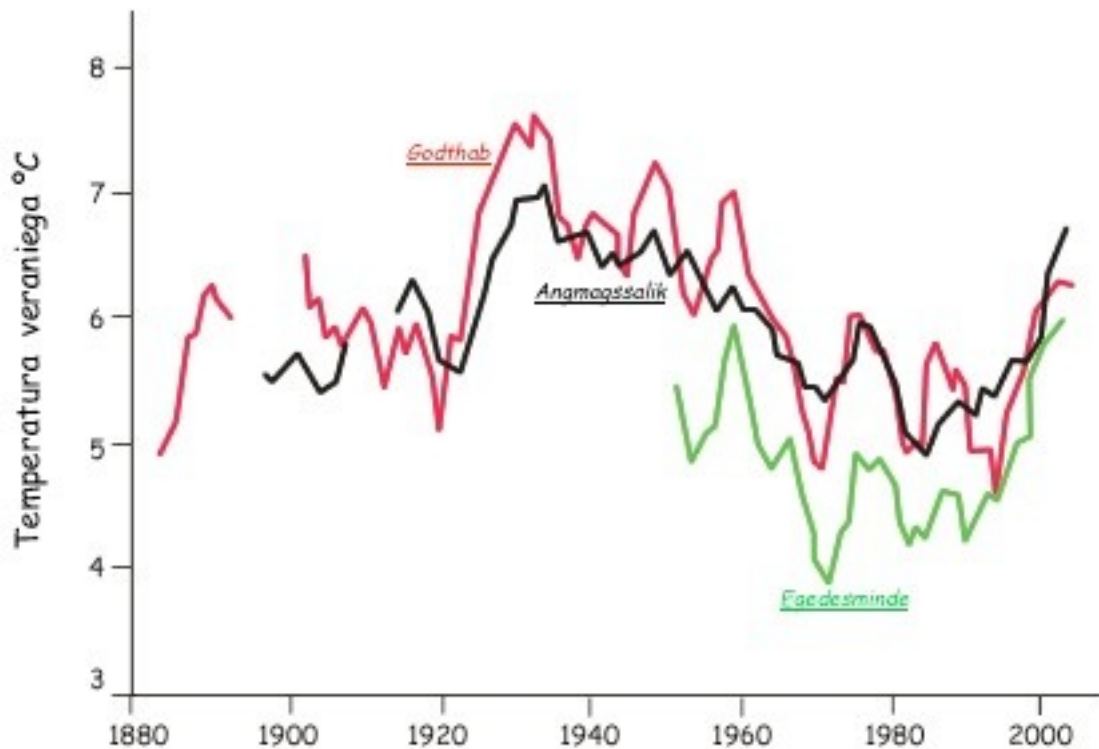


Fig. Temperaturas de verano (J-J-A) en Groenlandia (Godthab, Angmassalik, Egedesminde) en el período 1880-2000

Luego sufrió un enfriamiento desde los años 1930 hasta los años 1990 y las temperaturas han vuelto a ascender en los últimos años de forma importante. Diversos estudios corroboran estas tendencias (Davis, 1998; Hanna, 2003; Chylek, 2006).

Esto significa que durante gran parte del siglo XX la tendencia al retroceso de los glaciares ocurrió a la vez que las temperaturas disminuían, por lo que la retracción debió deberse a una menor precipitación de nieve o a causas más complejas

Por otra parte, durante el período 1955-2003, la tendencia de la temperatura del aire sobre los mares que rodean Groenlandia, no ha sido tan positiva como en la mayor parte del Artico, y en el sur ha tendido a la baja (Zhang, 2005).

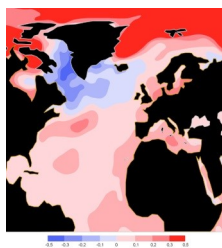


Fig. Tendencia de la temperatura del aire en superficie sobre el Atlántico Norte en el período 1955-2003 (fuente NCEP/NCAR).

El balance de hielo

Aunque las teorías varían sobre si Groenlandia acumula o pierde hielo, la mayor parte de los estudios coinciden en que hay ganancia en el interior pero pérdida por deshielo en los márgenes.

Se cree que la mayor acumulación anual de hielo en el interior se correlaciona con una mayor circulación de los vientos del sur (índice NAO negativo) (Johannessen, 2005). Sin embargo, dada la gran extensión y diferencias altitudinales de Groenlandia, la influencia de la dirección del viento puede ser diferente en el norte y en el sur, así como en la región central y en los márgenes (Mosley-Thompson, 2005).

El estudio de la evolución del glaciar más importante, el Jakobshavn Isbrae, cuya cuenca ocupa

más del 6% del área de Groenlandia, muestra en general un retroceso desde 1850, interrumpido por algunos años, y a veces décadas, de avance o estabilización. Recientemente, en el 2002 y 2003 registró un fuerte retroceso (Joughin, 2004; 2006).

Otros estudios, también indican una apreciable disminución reciente del hielo en las zonas costeras, con retroceso de glaciares como el Helheim, debido probablemente a que los últimos veranos, especialmente el del 2003, han sido muy cálidos. Rignot calcula que el deshielo puede estar contribuyendo en 0,5 mm/año a la elevación del nivel del mar (Thomas, 2000; Krabill, 2000 y 2004; Rignot, 2004 y 2006; Howat, 2005; Dowdeswell, 2006).

Los estudios de gravimetría más recientes, realizados con las mediciones del satélite GRACE, muestran que desde Abril 2002 a Abril 2006 ha habido una disminución de la masa total de hielo de unos 250 km³, lo que habría ocasionado una subida del mar de unos 0,5 mm/año. De seguir este ritmo, la subida durante un siglo sería de solamente 5 cm. Además el año de partida 2002-03 fue excepcionalmente nivoso y el año final 2005 excepcionalmente seco, lo cual resta bastante validez a esta extrapolación secular. (Murray, 2006)

El futuro de Groenlandia

El manto de hielo groenlandés no es tan frío como el antártico, al situarse en latitudes no tan altas.

Las temperaturas medias en la costa sur son de unos -5°C y pueden llegar a superar en ocasiones los 20°C durante el verano. Por eso los escenarios del IPCC estiman que la fusión veraniega que resulte de un calentamiento climático puede ser mayor que el incremento de las precipitaciones nivosas invernales. En consecuencia, según el IPCC, en caso de duplicación del CO₂, dentro de unos 100 años, el balance de la masa de hielo retenida en Groenlandia será probablemente negativo y contribuirá en unos 10 cm a la subida del nivel del mar.

De todas formas, las predicciones son muy complejas, pues es muy posible que el comportamiento del manto de hielo, en caso de calentamiento, sea muy diferente en la costa y en el interior, en donde las temperaturas son mucho más bajas debido a la altitud (la cima de Groenlandia supera los 3.000 metros).

En definitiva, si es una incógnita la evolución neta de la masa de hielo groenlandesa en la actualidad, todavía lo es más cómo será su evolución en el futuro.

4. Los otros glaciares (glaciares de montaña)

Los glaciares y pequeños casquetes de hielo de montaña (excluidos los mantos de hielo de la Antártida y de Groenlandia) tienen un volumen cuya descongelación supondría una elevación del nivel del mar de aproximadamente 0,5 m.

El área de estos glaciares representa algo menos del 3% de la cubierta de hielo de la Tierra y la mitad de su extensión se halla en el Ártico.

Las causas de los retrocesos y avances de estos glaciares son muy complejas, ya que entran en juego las temperaturas, pero también las precipitaciones. Son dos factores que muchas veces se contraponen, ya que un calentamiento suele ir acompañado muchas veces de una mayor precipitación de nieve, y viceversa.

También intervienen en el balance entre la acumulación y la ablación del hielo otros factores complejos que atañen al movimiento de los glaciares montaña abajo y a la inercia en la respuesta del hielo a cambios climáticos anteriores y alejados en el tiempo.

Antártida		13 586 310 km²
Groenlandia		1 726 400 km²
Norteamérica		276 100 km²
México		11 km ²
USA (con Alaska)		75 283 km ²
Canadá		200 806 km ²
Sudamérica		25 908 km²
Patagonia		21 200 km ²
Argentina (al norte de 47.5°S)		1 385 km ²
Chile (al norte de 46 °S)		743 km ²
Bolivia		566 km ²
Perú		1 780 km ²
Ecuador		120 km ²
Colombia		111 km ²
Venezuela		3 km ²
Europa		53 967 km²
Islandia		11 260 km ²
Svalbard		36 612 km ²
Escandinavia (con Jan Mayen)		3 174 km ²
Alpes		2 909 km ²
Pirineos/Montes Mediterráneos		12 km ²
ex-URSS/Asia		185 211 km²
ex-URSS		77 223 km ²
Turkía/Irán/Afghanistan		4 000 km ²
Pakistán/India		40 000 km ²
Nepal/Bhutan		7 500 km ²
China		56 481 km ²
Indonesia		7 km ²
Nueva Zelanda/Islas Mares del Sur		7 860 km²
Nueva Zelanda		860 km ²
Islas Mares del Sur		7 000 km ²
Africa		10 km²
Total		15 861 766 km²

Fig. Extensión de los mantos permanentes de hielo y de los glaciares

Evolución de los glaciares

Las series de mediciones sobre la evolución del volumen de hielo en los glaciares resultan ser aún muy cortas y demasiado mal distribuidas como para poder hacer un balance global cuantitativo sobre su tendencia más reciente (Braithwaite, 2002), pero se puede decir que casi todos los glaciares estudiados han retrocedido considerablemente desde mediados del siglo XIX (Oerlemans, 2005).

En un análisis regional más detallado se constata que en Europa los glaciares de los Alpes, al igual que los de los Pirineos, alcanzaron hacia mediados del siglo XIX —final de la Pequeña Edad de Hielo— las posiciones más avanzadas de los últimos mil años. A partir de aquella década las lenguas glaciares comenzaron de nuevo a retirarse. Así, se ha comprobado que desde 1860 hasta el 2000 la cota media de las nieves perpetuas en los Alpes Suizos se ha elevado unos 100 metros. En los Pirineos, los pequeños glaciares de montaña también se han empequeñecido hasta casi su desaparición.

Ultimamente la tendencia en Europa es más contrastada entre lo que ocurre en el norte y lo que ocurre en el sur. Así, durante la década de los 90 los glaciares de Noruega experimentaron un significativo avance, que de nuevo ha cambiado de signo en los primeros años del siglo XXI. Entre estos glaciares noruegos se encuentra el mayor de toda la Europa continental, el Jostedalbreen, con casi 500 km² de extensión. La razón del crecimiento parece estar relacionada con un incremento de la fuerza de la circulación atmosférica del oeste (índice NAO positivo) que acarrea mayores precipitaciones.

En Alaska el conjunto de sus glaciares ha retrocedido durante el siglo XX pero se da la paradoja de que el frente del más largo de todos ellos, el glaciar Hubbard, tiende a avanzar. También, en el monte más alto de Canadá, el Monte Logan (6.050 m), en la frontera con Alaska, localizado en el

extremo norte de la trayectoria de las borrascas del Pacífico Norte, se ha registrado un aumento de las precipitaciones de nieve desde 1950 (Moore, 2002).

En la cordillera de los Andes, la mayor parte de los glaciares retroceden, debido probablemente a un aumento de las temperaturas, si bien este deshielo está modulado en algunas zonas por los ciclos de El Niño y los de las temperaturas en el Pacífico. Entre estos glaciares en retroceso se encuentra el Quelccaya, en los Andes de Perú, cuyos sondeos son de relevante importancia en la investigación paleoclimática tropical.

En el sur, en los Andes de la Patagonia, ocurre algo semejante a lo de Alaska, pues a pesar del retroceso general, el enorme glaciar argentino Perito Moreno avanza casi constantemente (Francou, 2005).

Otro glaciar importante del Hemisferio Sur que recuperó parte del terreno perdido y avanzó dos kilómetros en la década de los 90 es el Franz-Josef de Nueva Zelanda.

En el Tibet y en la cordillera del Himalaya los glaciares también han retrocedido durante las últimas décadas, de tal forma que el nivel de numerosos lagos de montaña, alimentados por las aguas del deshielo, ha aumentado considerablemente, provocando un cierto temor a que su desbordamiento pueda provocar inundaciones localmente desastrosas. (McDowell, 2002).

En cuanto a los escasos glaciares de las altas montañas tropicales, repetidamente se difunden noticias que atañen al caso de las nieves del Kilimanjaro. Al parecer ocupaban 12 km² de superficie hacia 1900 y escasamente ocupan 2 km² de superficie en la actualidad (Thompson, 2002).

El futuro

A pesar de la dificultad de los pronósticos, los modelos manejados por el IPCC indican que la tendencia global es hacia una descongelación neta y que unos 20 cm de la proyectada subida del nivel del mar que se espera para dentro de unos cien años derivará de la contracción de estos glaciares y pequeños mantos de hielo de montaña. De ser así, la región del Tibet y los glaciares de Alaska serían los contribuyentes más importantes.

Capítulo 16. Evolución de otros fenómenos: humedad, nubes, lluvia, sequías y ciclones tropicales

1. Humedad atmosférica

2. Las nubes

3. La lluvia

4. Las sequías

5. Ciclones tropicales

1. Humedad atmosférica

Los posibles cambios ocurridos a escala global en la humedad de la atmósfera terrestre durante el transcurso del siglo XX son muy mal conocidos, pues existen poquísimas series de mediciones. Además, el vapor de agua no se reparte espacialmente de forma homogénea, lo que hace aún más difícil cuantificar empíricamente su posible evolución global.

El máximo de humedad se registra en las zonas ecuatoriales y el mínimo en las latitudes altas. Si en un instante toda la humedad de una columna de aire se condensase y precipitase en forma líquida, el espesor de la cantidad recogida sobre los océanos tropicales sería de unos 60 mm y sobre los círculos polares de tan sólo 5 mm (tan baja, o más, que en los desiertos más áridos).

Con el calor, la evaporación aumenta y también aumenta la capacidad de retención de humedad por parte del aire. De esta forma, si se produce por cualquier causa un incremento de la temperatura del

aire —debido al aumento de la radiación solar, al incremento del CO₂, etc. — también aumenta la concentración atmosférica de vapor de agua, lo que amplifica, por un mecanismo de retroalimentación positiva, el calentamiento inicial.

Se calcula que, si se mantiene constante la humedad relativa, la humedad absoluta de vapor de agua en el aire aumenta entre un 6 % y un 8 % por cada grado de incremento de la temperatura global de la atmósfera. Si esto es así, durante el siglo XX, el vapor de agua ha debido aumentar a escala global entre un 3 % y un 4 % y según los modelos ha de aumentar al final del siglo XXI un 20% en la baja troposfera y un 100 % en la alta (Soden, 2005).

El vapor de agua es el principal gas invernadero de la atmósfera terrestre. Su presencia provoca por término medio más del 60 % del efecto natural de calentamiento, que es de unos 33 °C, debido a que es muy eficiente atrapando las radiaciones infrarrojas terrestres en diversas longitudes de onda. Es por eso lógico que las mediciones satelitarias sobre los océanos reflejan en muchas zonas una alta correlación entre la temperatura del aire de la baja troposfera y su contenido de vapor de agua. A mayor temperatura, mayor contenido de humedad, y viceversa (Wentz, 2000).

Además de lo complejo que resulta determinar la evolución de su concentración, otra de las mayores incógnitas de los modelos climáticos es la variación de humedad en los diferentes niveles de la atmósfera. Acertar con esta variable es importante, porque se sabe que el papel del vapor de agua en el cambio climático —y especialmente en los flujos radiativos— depende, no sólo de su concentración integral en la columna de aire, sino también de su distribución vertical (Hu, 2000).

Si difícil es saber la evolución y los efectos del vapor de agua, aún lo es más cuando se trata de la condensación del agua atmosférica, es decir, de las nubes, de las que trataremos a continuación.

2. Las nubes

Efectos radiativos y térmicos de las nubes

Las nubes afectan a los flujos de energía solar y terrestre de diversas maneras y con efectos a veces opuestos. El resultado del efecto reflectante, o albedo, con respecto a la radiación solar (pérdida de energía) y del opuesto, efecto invernadero con respecto a la radiación terrestre (retención de energía), depende de factores diversos: del tamaño de las gotas, de la densidad de las nubes, de su espesor; de su altitud, de su temperatura, etc.

En el conjunto de la superficie del planeta se cree que el efecto neto de las nubes es el de enfriar. A partir de las diferencias de la radiación solar reflejada desde cielos con nubes y desde cielos sin nubes, se deduce que las nubes incrementan el albedo planetario (la reflectividad global) en un 15 %, lo que supone una pérdida de 50 W/m². En compensación, se calcula que la retención por parte de las nubes de radiación infrarroja saliente supone globalmente una ganancia, o efecto invernadero, de unos 30 W/m². Por lo tanto, el forzado radiativo resultante es negativo: -20 W/m².

Ahora bien, debido a la gran variabilidad de la cobertura de nubes, y a otros aspectos teóricos incomprendidos sobre su microfísica, existe aún mucha incertidumbre respecto a esta cifra, por lo que la inclusión del efecto de las nubes en los modelos climáticos sigue siendo problemática y está sometida a continuos cambios. De hecho, un análisis de 19 modelos diferentes indica que una docena de ellos se alejan mucho de esta cifra, atribuyendo a las nubes un enfriamiento neto de más de -30 W/m² (Cess, 2005).

El efecto radiativo de las nubes es muy desigual en unas regiones y otras del planeta. El reparto de los porcentajes de energía solar absorbida y reflejada varía mucho según el tipo de nube, la latitud y la estación del año (Li, 1995). Por ejemplo, en las regiones oceánicas tropicales del oeste de África y de Sudamérica, cubiertas con frecuencia por capas bajas de estratocúmulos, las nubes pueden provocar una disminución neta en superficie de 100 W/m². Por el contrario, los altos cirros finos que a veces cubren los desiertos tropicales suelen producir un aumento neto de hasta 25 W/m². En las latitudes medias, las depresiones profundas con frentes de nubes asociados tienen un efecto de enfriamiento debido a que el albedo es muy alto. Por el contrario, en las regiones polares la cubierta

de nubes tiene un efecto de calentamiento, ya que, aparte del efecto invernadero, las nubes tienen menor albedo que las superficies subyacentes, despejadas de nubes pero cubiertas de nieve.

En el balance de radiación que llega a la superficie, los cálculos efectuados a partir de mediciones satelitarias indican que las nubes producen un pequeño calentamiento en los trópicos, un enfriamiento muy notable en las latitudes medias y, de nuevo, un calentamiento pequeño en las latitudes altas (Sohn, 1992).

Es también oportuno señalar que, aunque globalmente las nubes enfrían, su efecto térmico en superficie es diferente durante el día que durante la noche. Las nubes por lo general tienden a enfriar los días y a calentar las noches y, por lo tanto, hacen que disminuyan las oscilaciones térmicas entre las máximas diurnas y las mínimas nocturnas. La influencia de las nubes en la oscilación térmica diaria fue corroborada en los tres días que sucedieron a la destrucción de las Torres Gemelas, en los que se prohibió el vuelo de aviones sobre los Estados Unidos. En esos días la oscilación térmica diurna aumentó en más de 1°C. La razón más probable es la ausencia de las estelas (contrails) que dejan los aviones al facilitar los procesos de condensación del vapor de agua en sus trayectorias (Travis, 2002).



Fig. Estelas de avión

Tipos de nubes

Según la ley de Kirchhoff todo objeto que absorbe radiación es, a su vez, un emisor. Por lo tanto, las nubes también emiten radiación, hacia abajo y hacia arriba. El total de radiación que emiten es proporcional a la temperatura elevada a la 4 según la ley de Stefan-Boltzmann. Como la temperatura del aire decrece con la altura, las nubes casi siempre están más frías que la superficie terrestre que está debajo. En consecuencia, la radiación infrarroja que el tope de una cubierta de nubes emite hacia arriba, dejándola escapar hacia el espacio, es siempre menor que la radiación emitida por la superficie terrestre y retenida en la atmósfera por esa cubierta de nubes. Esta es la esencia del potente efecto invernadero que ejercen las nubes. No sólo devuelven hacia abajo parte de la energía absorbida, sino que también siempre dejan escapar hacia arriba una cantidad menor de energía que la energía infrarroja terrestre previamente absorbida. No todas las nubes se comportan de igual manera. Las nubes que están más calientes emiten más radiación que las nubes más frías. Como la temperatura del aire suele decrecer con la altura, resulta que las nubes bajas suelen emitir más radiación que las nubes altas.

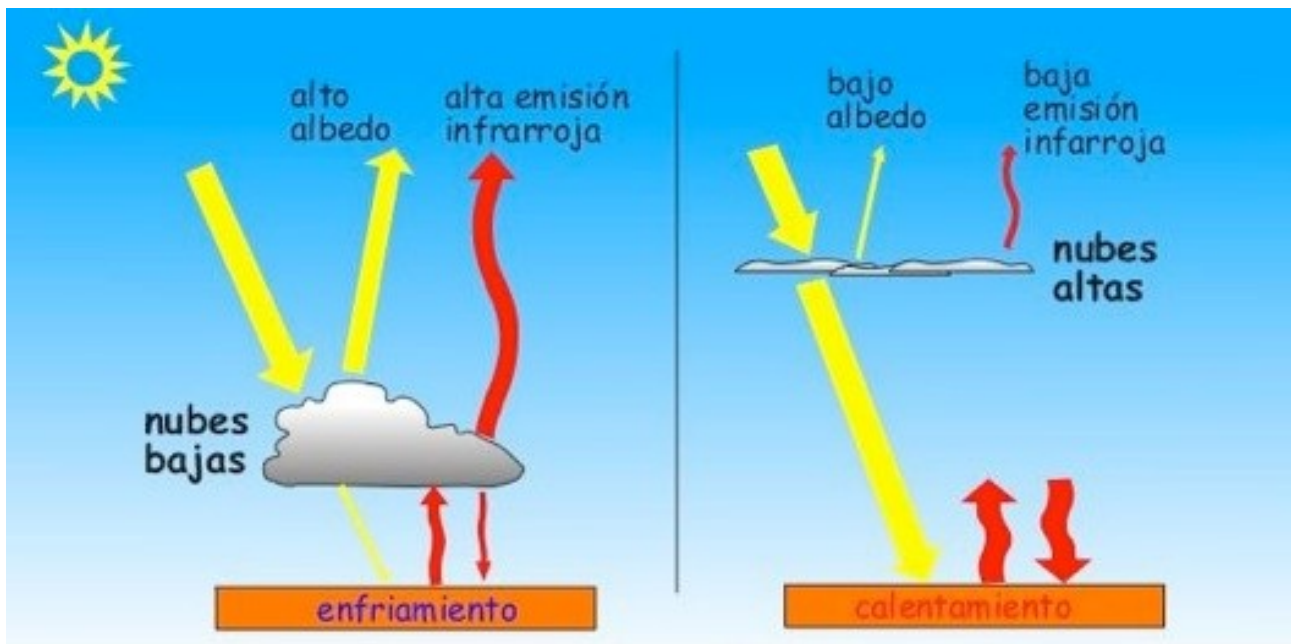


Fig. Diferencias radiativas de las nubes según su altura. Izquierda: nubes bajas espesas y de temperaturas cálidas reflejan mucha luz solar (flechas amarillas) y además emiten desde su tope abundante radiación infrarroja (flechas rojas) hacia el exterior. Por lo tanto, enfrían la superficie. Derecha: nubes altas finas (cirros), de cristallitos de hielo, son transparentes a la radiación solar y su emisión infrarroja hacia el espacio es pequeña pues su superficie está muy fría. Por lo tanto, calientan la superficie

Los cirros

Se cree que, en general, los altos y delgados cirros, muy fríos, formados por cristallitos de hielo translúcido, dejan pasar mucha radiación solar entrante (bajo albedo), pero atrapan gran parte de la energía terrestre que llega hasta ellos, ya que, debido a las frías temperaturas, la energía que emiten y dejan escapar al espacio es pequeña. Por lo tanto añaden energía a la troposfera, ya que su efecto albedo es inferior a su efecto invernadero. Pero no todos los cirros son iguales.

Según Ramanathan, basándose en investigaciones sobre lo que ocurre en el Pacífico cuando se produce allí el fenómeno del Niño, las nubes en los trópicos juegan un papel de termostato, que podría oponerse al calentamiento (Ramanathan, 1991). Según esta teoría, rechazada por otros modelistas (Mitchell, 1991), el incremento de las temperaturas superficiales del océano no puede exceder nunca de un cierto límite porque las altas temperaturas provocan un incremento de la convección y un aumento del espesor de los cirros de hielo, que dejan de ser translúcidos y se convierten en altamente reflectivos. Estos cirros, en forma de yunques, se forman en lo alto de los cúmulos tropicales. En oposición a los cirros translúcidos, forman una extensa capa de nubes opaca a la radiación solar, cubren una gran superficie y producen un efecto de enfriamiento, o de contención de las temperaturas, en la superficie oceánica.

Por otra parte, experimentos de laboratorio muestran que los aerosoles de sulfato de amonio $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ provenientes de las prácticas agrícolas pueden tener bastante importancia en la formación de los cirros al formar cristales de hielo a partir del vapor de agua. Ahora bien, estos cristales, que pueden adquirir un tamaño relativamente grande, sedimentan más rápidamente y desecan el aire, con lo que el efecto invernadero se reduce (Abbat, 2006).

Los estratos bajos

Los blancos estratos bajos que suelen cubrir vastas extensiones marinas, reflejan hacia arriba gran cantidad de energía solar y además retienen poca radiación infrarroja terrestre, ya que, al estar su tope a baja altura, la temperatura de la superficie de emisión saliente hacia el espacio es alta y es también elevado el valor de la energía que emiten hacia arriba. Su efecto es un enfriamiento de la

superficie, que algunos calculan en unos 15 W/m².

Los cúmulos

Más incertidumbre, en cuanto al signo de sus efectos, presentan las nubes de tipo cumuliforme, de las que no se conoce muy bien sus porcentajes de absorción, reflexión y emisión de energía, muy dependientes de las características físicas, como el espesor, densidad y temperatura de los diferentes niveles.

Nubosidad y radiación cósmica

Los rayos cósmicos galácticos consisten en partículas muy energéticas (fundamentalmente protones) que se originan en supernovas de nuestra galaxia, fuera del Sistema Solar. Es posible que la radiación cósmica que entra en la atmósfera terrestre ayude, por procesos ionizantes, a que aumente la concentración de núcleos de condensación en el aire y, en consecuencia, a la formación de más nubosidad (Carslaw, 2002). Un reciente experimento dirigido por Henrik Svensmark en el Centro Nacional del Espacio de Dinamarca, ha logrado simular este proceso (Svensmark, 2007).

Se sabe que el incremento de la intensidad del viento solar —que es también un flujo de partículas ionizadas pero de menor energía— hace que disminuya la entrada de radiación cósmica en todo el Sistema Solar, incluida la atmósfera terrestre. El viento solar, modificando el campo magnético interplanetario, actúa, por lo tanto, como un escudo que rechaza la entrada de los rayos cósmicos intrusos venidos de otras estrellas.

A mayor actividad solar debe corresponder menor radiación cósmica y menor nubosidad. Por el contrario, a menor actividad solar debe corresponder más radiación cósmica y mayor nubosidad. En este sentido, se ha constatado que la cubierta total de nubes sobre la superficie de la Tierra, medida por aparatos satelitarios desde 1979, oscila entre un 65 % y un 68 %, y esta variación parece haberse correlacionado, en lo que a la cubierta de nubes bajas se refiere (hasta 3 km de altura), con las variaciones en la incidencia de radiación cósmica sobre la Tierra.

El viento solar tiene influencia en la actividad geomagnética terrestre. Su intensidad, a lo largo del siglo pasado, ha mostrado una tendencia al alza. Correlativamente ha habido una disminución de la incidencia de radiación cósmica galáctica y una menor formación de nubes bajas, lo que, según esta teoría, habría provocado un aumento de las temperaturas superficiales de la Tierra.

Investigadores daneses dirigidos por Friis-Christensen (Friis-Christensen, 1991) han encontrado también una correlación positiva entre la duración de los ciclos solares y las temperaturas del siglo XX. Se observa que en los períodos de ciclos solares cortos la temperatura media de la superficie de la Tierra aumenta y disminuye cuando los ciclos se alargan. Cuando los ciclos son cortos, el Sol está más activo, más brillante. Hay más viento solar y menos nubosidad: la superficie terrestre se calienta.

Sin embargo, toda esta teoría de la relación entre la nubosidad y los rayos cósmicos no ha sido aún demostrada fehacientemente, ya que las mediciones satelitarias de la nubosidad global abarcan aún un período muy corto y, por ejemplo, no se han tenido en cuenta los efectos térmicos diferentes que provocan las nubes según su altura. Tampoco se explica que, a pesar de que la oscilación en la entrada de la radiación cósmica es más intensa en las latitudes altas, la correlación entre la nubosidad y la radiación es allí menor que en las latitudes medias y bajas (Kerenthaler, 1999).

Una teoría más reciente relaciona la variabilidad solar con la nubosidad, no a través de las variaciones inducidas en la intensidad de los rayos cósmicos, sino por su influencia en la formación de ozono estratosférico. Se sabe que en los ciclos solares de once años los cambios de radiación ultravioleta, productoras de ozono, son relativamente importantes. La mayor o menor producción de ozono acaba teniendo influencia en el calentamiento estratosférico, e indirectamente este calentamiento afecta a la circulación troposférica. Sería esto último lo que modificaría la nubosidad y lo que explicaría que se encuentren correlaciones importantes entre la variabilidad solar y la extensión de la capa de nubes en regiones como Estados Unidos (Udelhofen, 2001).

Evolución de la cobertura global de nubes

Las nubes cubren aproximadamente entre un 65 % y un 68 % de la superficie terrestre. Este porcentaje varía en función de la temperatura, de la humedad, y de los núcleos de condensación presentes en el aire. Las gotitas de agua de las nubes se forman siempre en presencia de estos núcleos. Por eso, todos los aerosoles naturales y antrópicos, así como las partículas ionizadas ligadas a la radiación solar y cósmica, tienen una repercusión directa en los cambios de la nubosidad terrestre. Por ejemplo, la contaminación por partículas volátiles aumenta la nubosidad de tipo bajo y medio sobre las grandes conurbaciones y el aumento del tráfico aéreo incrementa la capa de cirros altos y translúcidos sobre algunas regiones (Boucher, 1999; Stubenrauch, 2005).

El cómo evolucionará la cobertura de nubes, en qué sentido, y el efecto que tendrá en el clima del próximo futuro es la mayor incógnita de los modelos informáticos. Casi lo único que se sabe por ahora es que, como una carta comodín escondida, su influencia será importante.

Aparte de la cantidad de “suciedad” o de núcleos de condensación que contenga el aire, la nubosidad puede variar si varía la circulación general atmosférica. La nubosidad es mayor en las zonas en donde predominan los movimientos convergentes y ascendentes de aire y es menor en las zonas en donde el aire desciende y diverge. Por lo tanto, los cambios en la circulación general atmosférica, que alteran la extensión e intensidad de las zonas de bajas presiones (convergencia de vientos) y de altas presiones (divergencia de vientos), puede también modificar la nubosidad a escala global.

Desde 1960 hasta finales de la década de los 80, la nubosidad parece que aumentó en casi todos los continentes. A escala global el 86 % de las estaciones del mundo mostraron aumentos en la nubosidad. Se calcula que el incremento de la cobertura nubosa en ese período fue de un 10 % en Estados Unidos y de un 5 % en Europa (Henderson-Sellers, 1992). El fenómeno acuñó el término de “oscurecimiento global” (“global dimming”). Este oscurecimiento parece que se produjo especialmente en las regiones urbanizadas (Alpert, 2005). Se ha calculado que supuso una disminución de la radiación solar en superficie de más de 6 W/m², lo que equivaldría a un aumento del 2% en el albedo terrestre (Charlson, 2005).

El oscurecimiento entre 1960 y 1987 debería haber producido un enfriamiento y no el calentamiento de 0,4°C de la temperatura global registrada con la red de termómetros de superficie entre esos años. Una manera de resolver esta contradicción es suponer que haya habido una disminución de evaporación en los continentes, lo que, al hacer que el suelo pierda menos calor, haya hecho aumentar su temperatura y la del aire superficial.

El aumento de la nubosidad vino acompañado por una disminución de la oscilación térmica entre los días y las noches, pues las temperaturas mínimas por lo general aumentaron más que las temperaturas máximas (Braganza, 2004).

Pero la tendencia parece haber cambiado en los últimas dos décadas. Desde 1987, la evolución de la nubosidad aparece como más compleja (Wild, 2005). El proyecto satelitario ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) indica que a nivel global y durante el período 1987-2001 la nubosidad total disminuyó un 4%, con la mitad de esta disminución debida a la disminución de las nubes bajas y la otra mitad debida a la disminución de las nubes medias y altas, pero aumentó de nuevo un 2% entre el 2001 y el 2004 (Pallé, 2005 y 2006).

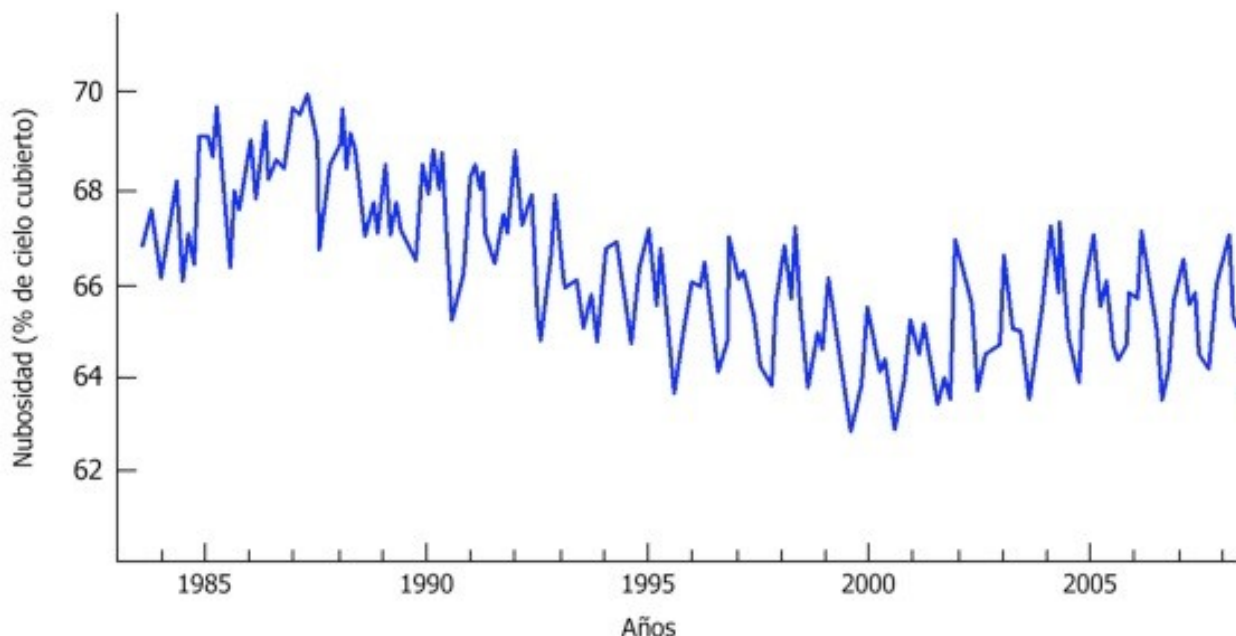


Fig. Nubosidad global en porcentaje de cielo cubierto (Julio 1983-Junio 2008)

Las mediciones han sido realizadas por el proyecto satelitario ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project). La media del período analizado es del 66,4 % de cielo cubierto.

Otro estudio satelitario aplicado al período reciente 1990-2003 no indica en Europa ninguna tendencia apreciable (Meerkötter, 2004). En China, las series de observaciones de las últimas décadas indican una disminución de la nubosidad en casi todas sus regiones (Kaiser, 2000).

3. La lluvia

Las mediciones de la lluvia y de la nieve son mucho más costosas de efectuar que las de las temperaturas, y su corrección, en caso de errores o de lagunas estadísticas, es mucho más difícil. La variabilidad espacial de la precipitación es muy grande y en muchas regiones del mundo escasean las mediciones. La tendencia secular es también desconocida pues apenas el 30 % de la superficie continental tiene series válidas de precipitación que se inicien antes de 1970.

De todas formas algunos análisis indican que en la segunda mitad del siglo XX, entre 1950 y el 2000, la media anual de la precipitación global en los continentes ha rondado los 800 mm. La media mensual global es de unos 65 mm.

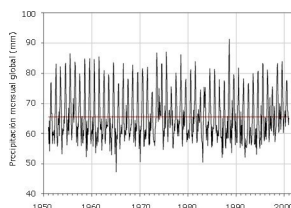


Fig. Precipitación media mensual en el conjunto de los continentes desde 1952 hasta 2002 (referencia: proyecto VASCLIMO)

Cuando más llueve por lo general es en el verano del hemisferio norte (el clima mediterráneo es una excepción). Por eso, la gráfica de la evolución de la precipitación global sube y baja, con un pico en los meses de verano de cada año y un mínimo en invierno. El calor continental veraniego produce bajas presiones que atraen tierra adentro al aire húmedo marino. Las lluvias más abundantes llegan con los monzones, vientos estivales que afectan al sur de Asia, al sur del Sahara y a Norteamérica. En otras regiones alejadas del mar, de clima continental, el calor provoca nubes de desarrollo vertical, tormentas y precipitaciones. Como en el hemisferio norte hay muchas más tierras que en el hemisferio sur, son los meses de verano del hemisferio norte los que marcan las máximas globales.

Teóricamente los modelos calculan que debería haber un aumento porcentual de las precipitaciones de un 3% aproximadamente por cada grado de aumento de la temperatura global media (Hulme, 1995), ya que con más calor se intensifica el ciclo hidrológico evaporación-precipitación. Sin embargo, la precipitación global no indica hasta ahora ninguna tendencia definida.

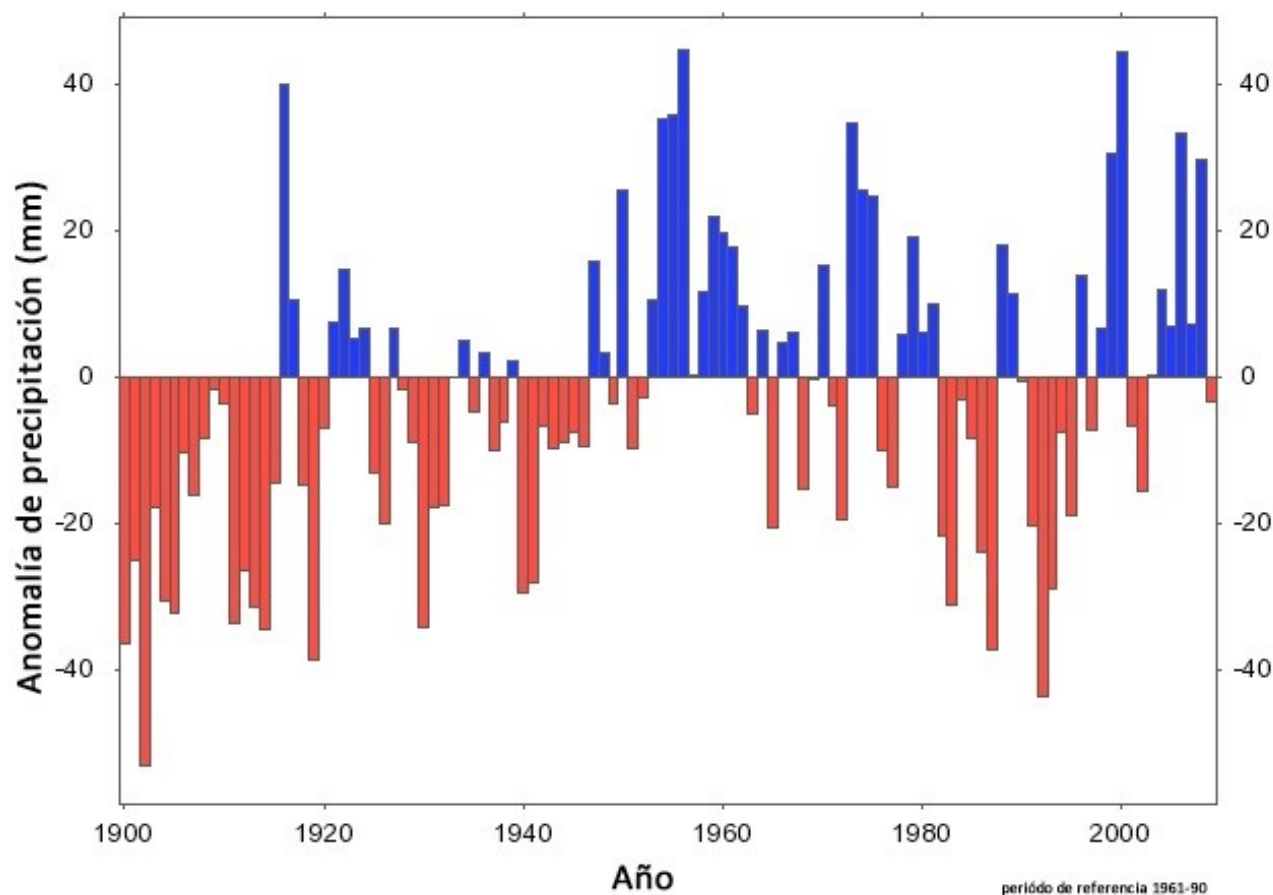


Fig. Anomalía anual de la precipitación global (1900-2009) (Australian Bureau of Meteorology)

En Estados Unidos, la media anual de precipitación, según el National Climatic Data Center, ha mostrado una tendencia al alza estadísticamente significativa y de un valor de 58 mm por siglo.

En la India, por el contrario, la precipitación de los monzones, no parece haber mostrado ninguna tendencia definida (Vinnikov, 2002). Un índice general para toda la región monzónica tampoco muestra ninguna tendencia desde 1980 al 2005, y sí una ligera disminución en las décadas anteriores (Wang, 2005). En el norte de Pakistán, los estudios isotópicos del oxígeno-18 en los anillos de un conjunto de árboles indican que el siglo XX ha sido el más lluvioso del último milenio (Treydte, 2006).

En Australia, las precipitaciones, en las últimas décadas del siglo XX, parecen haber aumentado (Hulme, 1996).

En Europa central, estudios sobre los episodios de lluvias torrenciales e inundaciones de los ríos Elba y Oder, que se remontan a casi mil años, indican que no ha habido cambios de tendencia, en contra de lo que los medios de comunicación señalan (Mudelsee, 2003)

En el conjunto de España la precipitación media es de unos 650 mm pero, dada la gran variabilidad interanual, no se puede concluir que exista una tendencia clara, pues los cálculos dependen mucho del período escogido. En la gráfica de las precipitaciones anuales en España en los años hidrológicos que van desde 1946 al 2010 se observan años de "pertinaz sequía", como el del bienio 1948-49, o el reciente 2004-05, y otros bastante más lluviosos.

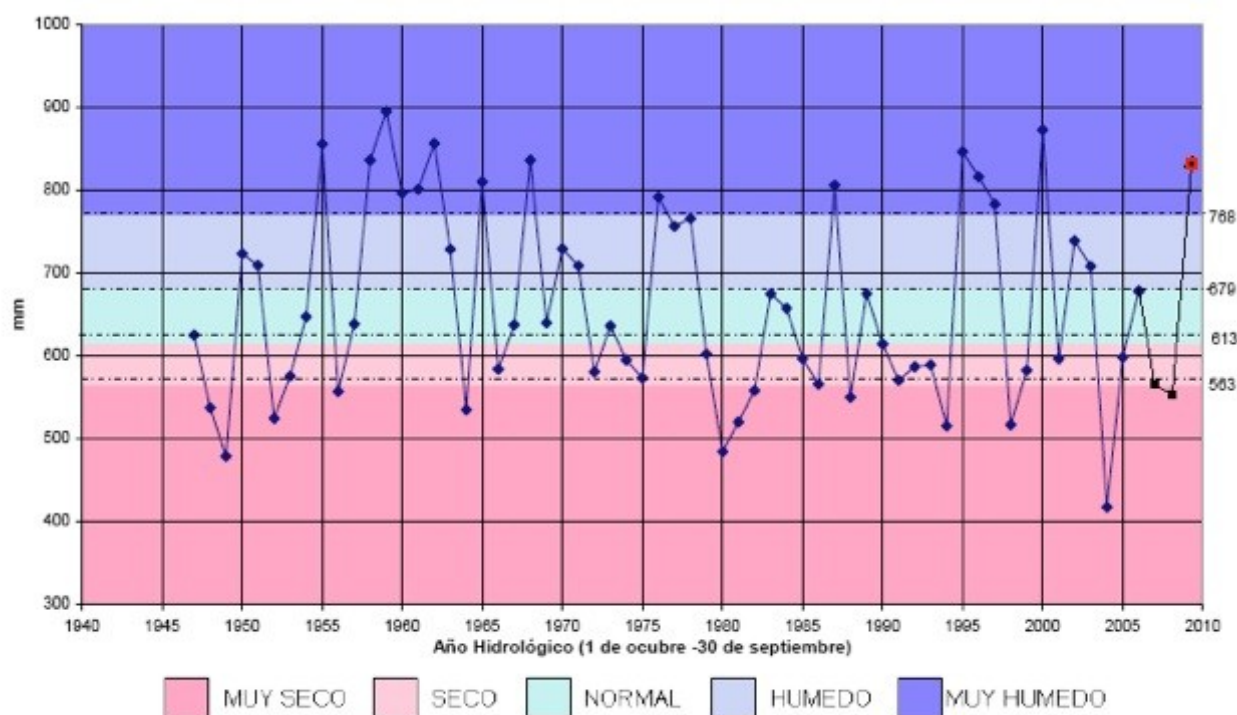


Fig. Precipitación media en España en los años hidrológicos (1946/47-2009/10) (referencia AEMET)

4. Las sequías

En el balance global del ciclo hidrológico hay un transporte aéreo neto de vapor de agua de 45.000 km³/año desde los océanos hacia los continentes, agua que los ríos, tras precipitar, devuelven al mar (Oki, 2006). De confirmarse un calentamiento global, el ciclo hidrológico se intensificaría. Debido a la mayor evaporación oceánica, el incremento de los aportes de humedad hacia los continentes superaría al incremento de la evapotranspiración de los territorios continentales. Por lo tanto, la aridez de los continentes a escala global disminuiría, pero un estudio, que utiliza el índice de Palmer para observar los períodos de sequía en extensas regiones del mundo, muestra una gran variabilidad de unas décadas a otras y no se observa una tendencia significativa (Dai, 1998).

El Sahel

Una de las zonas del globo mas sensible a los cambios de precipitación es el Sahel. El Sahel es una estrecha franja de territorio al sur del Sahara, que limita por el norte con el desierto, a unos 18°N, y por el sur con la sabana y la selva tropical, a unos 15°N. Su clima depende de la oscilación norte-sur de la zona de convergencia intertropical (ITCZ). En verano, cuando la ITCZ emigra hacia el norte, la zona es afectada por el monzón del suroeste que aporta durante un breve tiempo lluvias, a veces intensas, a la región. Después, cuando la ITCZ se desplaza al sur, vienen largos meses de sequía en los cuales el viento preponderante viene del desierto, es decir, del norte.

En el Sahel africano, al sur del Sahara, hubo un incremento importante de la aridez en la segunda mitad del siglo XX debido a la disminución de las precipitaciones, especialmente a partir de la década de los años 60, llegando a su punto álgido en los 70 y los 80. Esta tendencia cambió a partir de entonces, incrementándose las precipitaciones. Imágenes satelitarias de la evolución de la vegetación (NDVI, *normalized difference vegetation index*) indican en la actualidad un aumento de la biomasa general de la región.

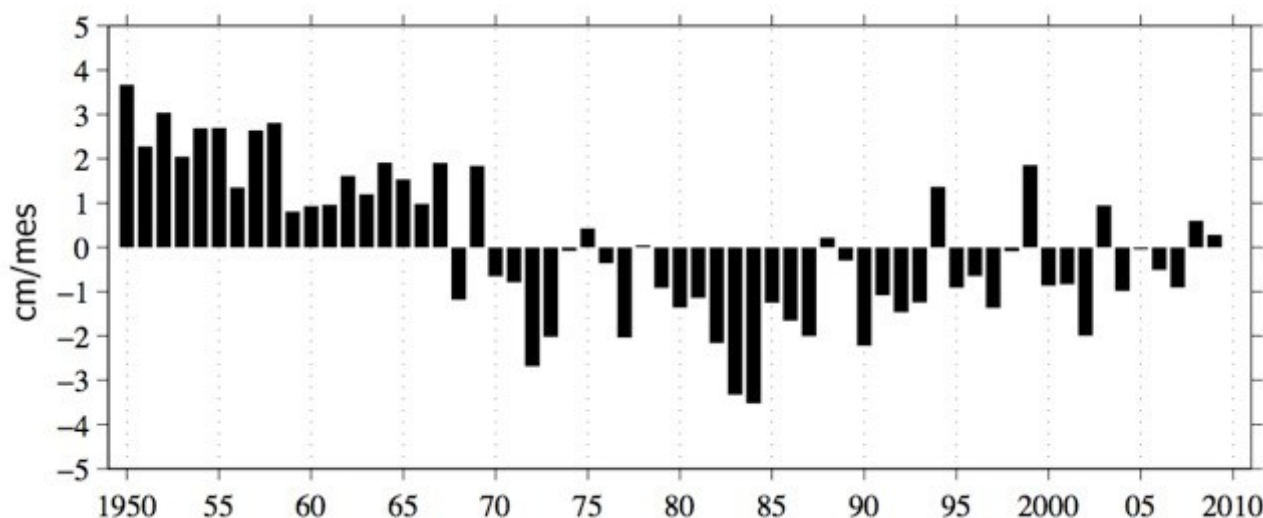


Fig. Lluvia en el Sahel (anomalía en cm/mes) en la estación lluviosa (JJASO) 1950-2009 (fuente: <http://jisao.washington.edu/> Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean)

Los modelos informáticos sobre la posible evolución futura del Sahara en el siglo XXI indican una disminución de la extensión del desierto, que precisamente en su margen meridional se retiraría hacia el norte, de forma más acusada que el ligero avance, también hacia el norte, que experimentaría en su zona septentrional (Liu, 2001). El calentamiento sería mayor sobre el continente que sobre el océano, incrementando la fuerza del monzón veraniego sobre África y aumentando las precipitaciones en el Sahel (Reindert, 2005).

En **China**, la intervención humana, con repoblaciones forestales muy extensas, juega un papel importante en la disminución de la erosión lograda en los últimos años. En este sentido, estudios recientes sugieren que en el norte del país, gracias a la mayor cobertura vegetal, ha disminuido la frecuencia de las tormentas de arena del desierto en esos recientes veinte años (Piao, 2005). En China, el índice Palmer, calculado a partir de las temperaturas y precipitaciones mensuales durante el período 1950-2000, no muestra una tendencia clara en el conjunto del país, si bien en algunas regiones áridas del norte las sequías parecen haber aumentado (Zou, 2005).

En **Estados Unidos** la frecuencia de sequías ha disminuido a lo largo del siglo XX, al igual que su severidad (Andreadis, 2006).

Finalmente, una señal de disminución de la aridez a escala global es que el volumen de los caudales de los ríos parece que ha aumentado más que la cuantía global de las precipitaciones, lo cual indicaría un incremento de la humedad de los suelos. Según algunos, este fenómeno es debido a una menor evapotranspiración de la vegetación, ya que el aumento de la concentración de CO₂ en el aire cierra en parte los estomas de las hojas y evita así la pérdida de agua evaporada (Gedney, 2006).

5. Ciclones tropicales

No ha existido un cambio significativo durante los últimos 50 años en la frecuencia de huracanes en el conjunto de los océanos. Es muy difícil también determinar si ha habido cambios en la frecuencia anual de los huracanes de mayor intensidad, aquellos que se agrupan en la categoría 3-5 en la escala de Saffir-Simpson (presión inferior a 965 mb, vientos sostenidos superiores en velocidad a los 50 m/s, olas de más de 3 m) (Landsea, 2006).

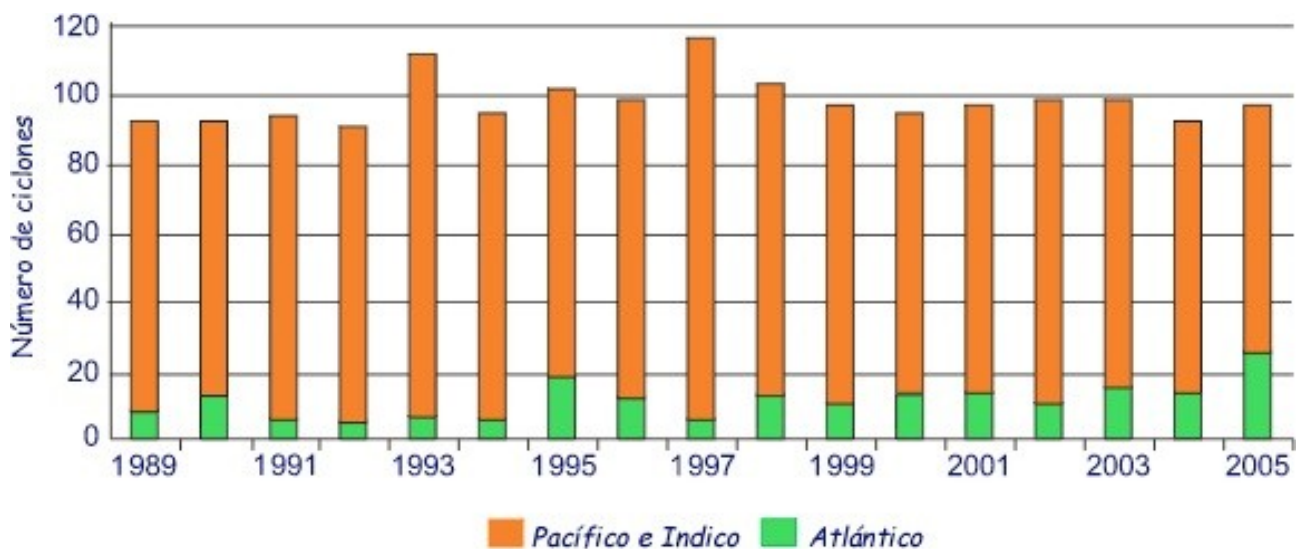


Fig. Frecuencia anual del número total de ciclones (fuente: MeteoFrance)

La década más agitada en el Atlántico fue la de los 50, con 39 huracanes fuertes, pero es difícil, o imposible, saber si anteriormente no se batió este record ya que los huracanes no eran evaluados de la misma manera. El problema es aún mayor si nos referimos a otros océanos. Por ejemplo, el ciclón tropical más catastrófico que se conoce ocurrió en Bangla Desh en Noviembre de 1970, causando entre 300.000 y 500.000 muertes humanas. Sin embargo, no se hizo ninguna estimación de su potencia. En los últimos años, a excepción de 1997 y 2002, años del Niño, los huracanes fuertes del Atlántico han sido más frecuentes de lo normal, especialmente en el 2005. No así en el Pacífico ni en el Índico. Incluso un estudio de la frecuencia de tifones que han afectado a China desde 1957 hasta el 2004 indica una tendencia a la disminución (Ren, 2006).

Las posibles causas de la mayor o menor ocurrencia de huracanes son inciertas. Influyen las temperaturas superficiales del mar tropical en verano, la actividad convectiva en la zona occidental del Sahel africano, la oscilación en la circulación atmosférica tropical estratosférica QBO (Quasi-Biennial Oscillation), la oscilación en la circulación del Pacífico MJO (Madden-Julian Oscillation) etc. Además es posible que la mayor o menor ocurrencia de huracanes esté también inversamente relacionada con la evolución del índice NAO (Elsner, 2000). También parece que en el Atlántico se produce una disminución de huracanes en los años en que se produce El Niño (Wilson, 1999) y algunos achacan la baja frecuencia en el 2006 al abundante polvo sahariano sobre el océano.

Por todo ello, la hipótesis de que habrá más huracanes en un futuro próximo debido al calentamiento del planeta es una cuestión sin dilucidar. Por una parte, como los huracanes sólo se producen en regiones oceánicas en donde la temperatura de las aguas es superior a los 26 °C, parecería que, si aumenta en el futuro la extensión de estas zonas, debería ser mayor su número. Sin embargo, en un clima más cálido aumentaría más la temperatura en los niveles altos de la troposfera que en los bajos y disminuiría, por lo tanto, el gradiente térmico vertical. Esto dificultaría la génesis de los ciclones tropicales, cuya fuerza deriva en gran parte de ese gradiente.

Por otra parte, la intensidad de la evaporación del agua del mar, que al condensarse transmite su energía al aire, depende no sólo de la temperatura del agua sino también de la humedad previa de la atmósfera y su variación es incierta. Tampoco se sabe como evolucionará el factor de la cizalladura vertical (wind shear) que, cuanto mayor es, más dificulta el desarrollo del huracán. Se produce cizalladura cuando el viento sopla de forma diferente, ya sea por su velocidad o por su dirección, en el nivel superficial y en el nivel superior de los ciclones.

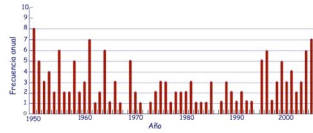


Fig. Frecuencia anual de huracanes fuertes (intensidad 3-5 en la escala Saffir-Simpson, velocidad del viento superior a 178 km/h) en el Atlántico durante el período 1950-2005.

Por lo tanto, no está claro cómo una hipotética subida de las temperaturas tropicales afectará a la frecuencia y fuerza de los huracanes (Bengtsson, 2001). Algunos autores creen ver un aumento de su fuerza en los últimos 30 años, conectado quizás con el calentamiento registrado en las aguas tropicales durante el verano (Emanuel, 2005; Webster, 2005). Pero la tendencia del índice ACE (Accumulated Cyclone Energy), que tiene en cuenta la intensidad, tamaño y duración de los ciclones tropicales, indica que a nivel global y durante los últimos años no ha habido un incremento de esta energía.

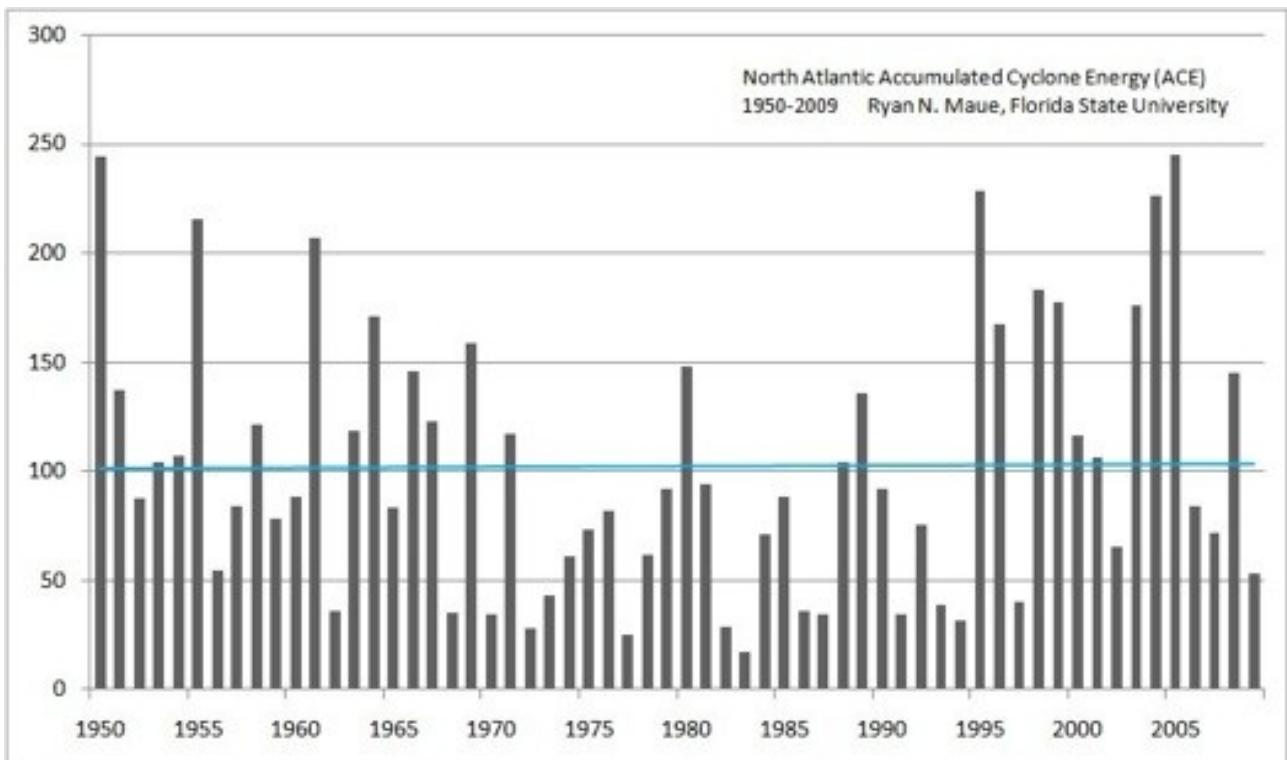


Fig. Evolución del índice ACE (Accumulated Cyclone Energy) que tiene en cuenta la intensidad, tamaño y duración de los ciclones tropicales (1950-2009) en el Atlántico Norte (fuente Ryan N. Maue, Florida State University) <http://www.coaps.fsu.edu/~maue/tropical/>

Capítulo 17. Variaciones en la circulación atmosférica y oceánica

1. Estratosfera

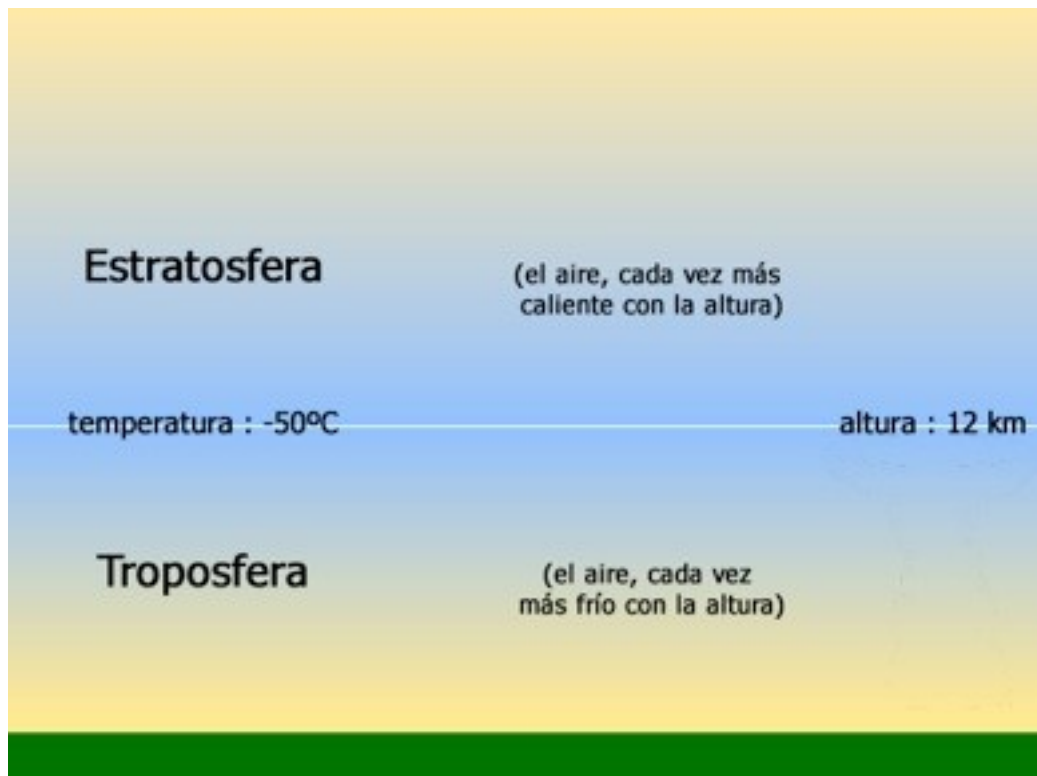
2. Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y del Pacífico (PDO)

3. El Niño

4. ¿Está variando la circulación oceánica?

1. Estratosfera

En la estratosfera ha habido durante las últimas décadas un aumento importante no sólo del contenido de dióxido de carbono, sino también del vapor de agua procedente de la troposfera y de la descomposición del metano.



El incremento del vapor de agua fue entre un 20% y un 50% desde 1960 hasta mediados de los años 90 (Joshi, 2006). Sin embargo, por razones desconocidas, desde el año 2000 ha disminuido un 10 % (Solomon, 2010).

Tanto el dióxido de carbono como el vapor de agua, que actúan como gases invernadero en la troposfera, tienden, a enfriar la estratosfera. Indirectamente pueden repercutir en la disminución del ozono, ya que la agudización del frío y la mayor humedad hacen que aumenten las nubes polares estratosféricas, en cuyo interior se producen reacciones que lo destruyen.

La disminución del ozono estratosférico implica también un mayor enfriamiento, ya que el ozono es un buen absorbente de la radiación ultravioleta que llega a la estratosfera y por esa causa, su presencia, al revés del dióxido de carbono y el vapor de agua, calienta la estratosfera.

Tras la bajada que siguió a la subida térmica provocada por la erupción del Pinatubo en Junio de 1991, que inyectó aerosoles sulfatados absorbentes de radiación que la calentaron súbitamente, la estratosfera registra una clara anomalía térmica negativa. Sin embargo, esta anomalía se mantiene estable y los datos no indican que vaya a más, quizás debido al parón en el incremento del vapor de agua.

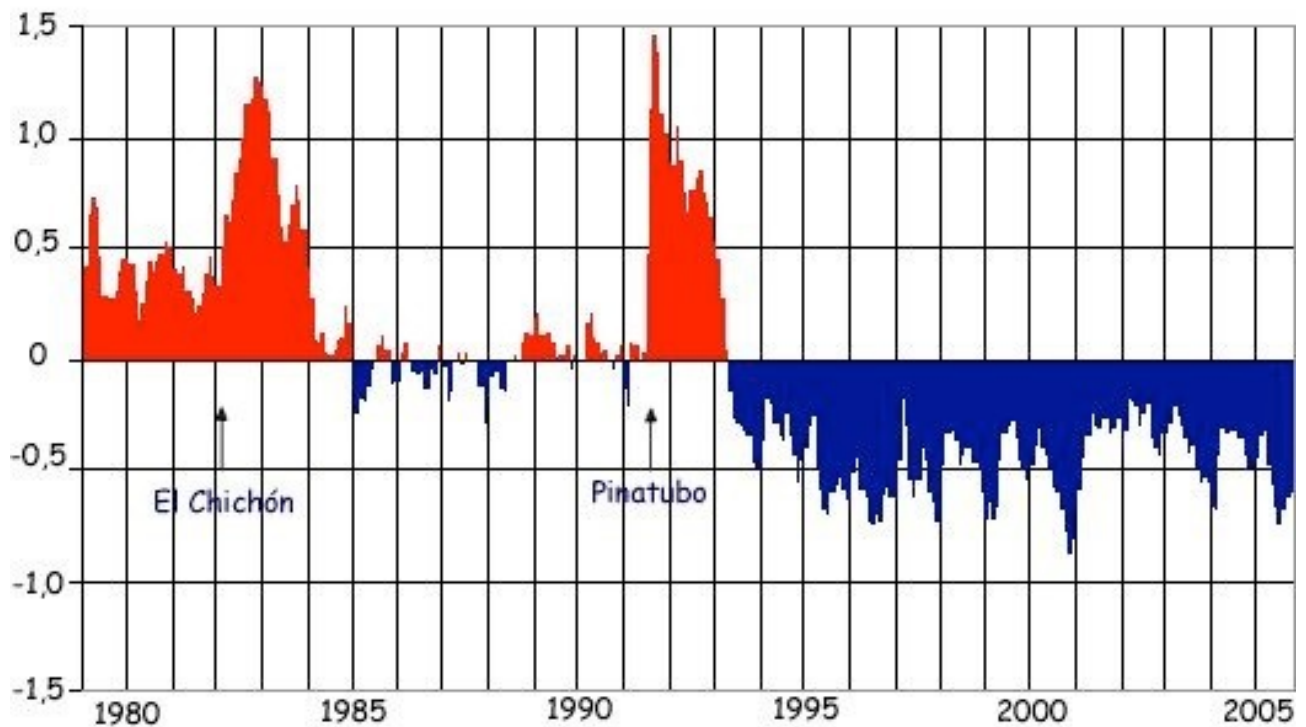


Fig. Anomalía de la temperatura estratosférica en °C desde 1979 hasta el año 2006

Como resultado de estos cambios químicos y físicos es probable que se produzcan variaciones en la circulación de los vientos estratosféricos, los cuales repercuten en la troposfera.

Un enfriamiento del vórtice polar antártico provocaría un aumento del flujo de vientos circumpolares estratosféricos, que probablemente repercutiría en la circulación troposférica de las latitudes altas del hemisferio sur. Aumentaría la intensidad de los vientos del oeste que rodean la Antártida, el anillo circumpolar se encogería y los frentes lluviosos se desplazarían más al sur, lo que podría repercutir en una mayor sequedad en las regiones meridionales de Australia. Algo semejante podría ocurrir en el futuro en las latitudes altas del hemisferio norte. Pero es sólo una hipótesis, pues podría ocurrir lo contrario, al reforzarse la circulación Brewer-Dobson estratosférica. Se llama circulación Brewer-Dobson al movimiento del aire en la estratosfera. El aire se eleva en las zonas tropicales y de allí circula hacia las zonas polares en donde descende. Al descender se comprime y se calienta. De esta forma, si esta circulación se intensificara, los vórtices polares se debilitarían y la circulación del oeste alrededor de la Antártida se haría más lenta y ondulada.

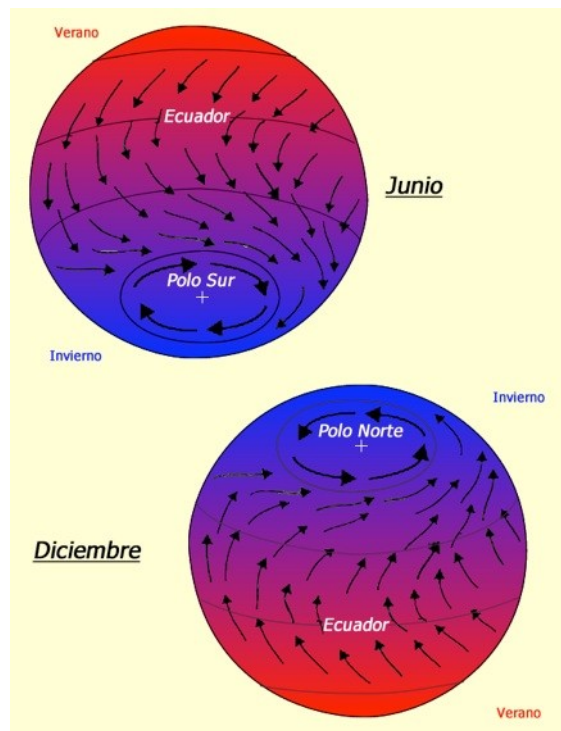


Fig. Circulación estratosférica. El aire se dirige desde la zona tropical, en donde asciende, hacia el polo de invierno. En su traslado se desvía hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur. Esta desviación impide al flujo llegar directamente a los polos y se forman los vórtices polares invernales, mas intenso el de la Antártida que el del Artico, por influencia de la topografía.

2. Oscilación del Atlántico Norte (NAO, North Atlantic Oscillation) y del Pacífico Norte (PDO)

En lo referente a la circulación de vientos troposféricos, una de las oscilaciones más tenida en cuenta por sus repercusiones climáticas es la que afecta al cinturón de vientos del oeste de las latitudes medias. La mayor o menor fuerza y zonalidad del flujo de vientos del oeste (westerlies) repercute en las temperaturas de las latitudes medias y altas del continente euroasiático. Cuando más zonales son los vientos, es decir, cuanto más se mueven los westerlies de oeste a este sin ondularse, sin dibujar meandros, la influencia atlántica penetra más en el continente euroasiático y los inviernos tierra adentro son menos fríos. Por el contrario, cuando el flujo es más ondulado, los vientos son también más débiles y la influencia atemperadora del Atlántico se nota mucho menos en el interior del continente. Entonces, la masa estable del anticiclón siberiano de invierno se afianza y los inviernos pueden ser muy fríos.

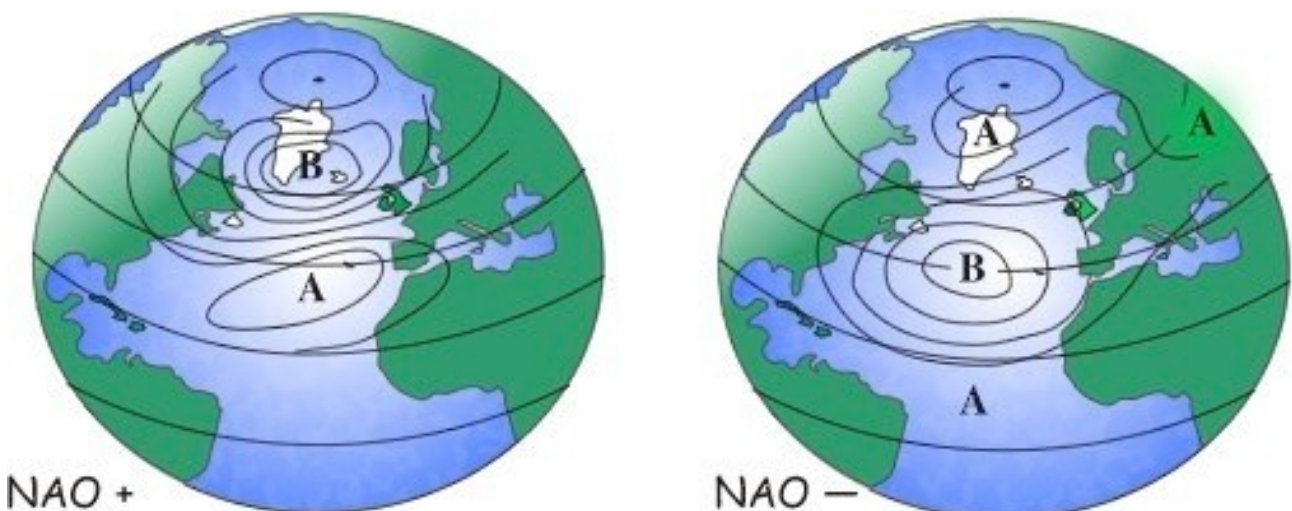


Fig. Esquema del campo de presiones en el Atlántico Norte en los meses de invierno, con un índice

NAO positivo (izquierda) y con un índice NAO negativo (derecha). En el primer caso, los vientos del oeste atlánticos entran con fuerza en las latitudes altas de Eurasia y suben las temperaturas. En el segundo caso las masas de aire atlánticas penetran poco en el interior, en donde domina el frío del anticiclón siberiano de invierno.

La variabilidad en la fuerza y zonalidad de los westerlies, especialmente durante los meses de invierno (Diciembre a Marzo), va pareja a los cambios en el gradiente latitudinal de presión que existe entre la alta presión del anticiclón de las Azores y la baja presión de Islandia. Se llama Oscilación del Atlántico Norte, NAO (North Atlantic Oscillation), a las anomalías con respecto a la diferencia media de presión entre estas dos zonas (Hurrell, 1995). El índice NAO viene en concreto definido por las anomalías en las diferencias de presión registradas entre Ponta Delgada (Azores) y Stykkisholmur (Islandia), o, con una ligera modificación, entre Lisboa (Portugal) y Stykkisholmur (Islandia). Cuando la diferencia es mayor de la normal el índice es positivo y los vientos del oeste más intensos. Cuando la diferencia es pequeña, el índice NAO es negativo y los vientos del oeste más débiles. También se ha utilizado alguna vez para definir el índice NAO las diferencias de presión entre Gibraltar e Islandia, por la ventaja de que sus series se extienden hasta el año 1823 (Jonsson, 2001).

A nivel hemisférico, y abarcando también América del Norte, se utiliza el índice AO (Arctic Oscillation), que depende de las diferencias de presión entre las bajas del Ártico y las altas subtropicales. El índice AO engloba a la oscilación del Atlántico Norte o NAO. Parece existir, por ejemplo, una correspondencia entre un índice AO positivo y la frecuencia de tormentas fuertes en el nordeste de Estados Unidos. Esto significa que las épocas de calentamiento invernal de Europa que son debidas a un fuerte índice NAO — intensa zonalidad de los vientos del oeste atlánticos — son correspondidas en el nordeste de América con períodos de una alta frecuencia de tormentas fuertes, a veces causantes de intensas precipitaciones. Del estudio de los sedimentos de varios lagos de esta región se deduce que a lo largo del Holoceno ha existido una variabilidad cíclica del índice AO, con períodos de oscilación de unos 3.000 años. (Noren, 2002).

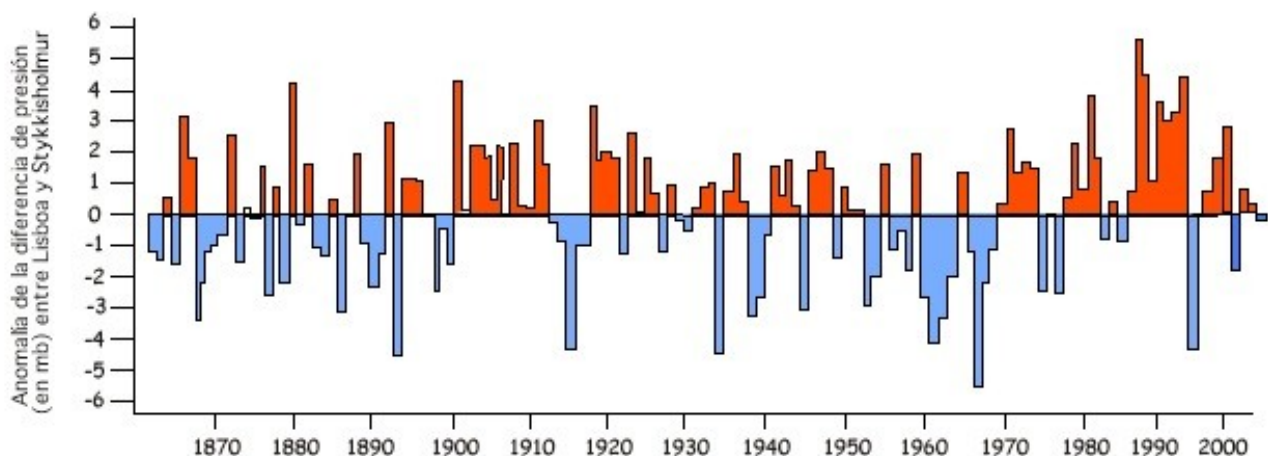


Fig. Índice NAO (North Atlantic Oscillation) a lo largo del período 1864-2005, en los meses invernales (Diciembre a Marzo).

Diversos autores creen que los valores del índice NAO fluctúan cíclicamente con un período de unas cuantas décadas de duración, el cual se superpone a la variabilidad intradecadal. Estas variaciones tendrían un efecto importante en la mayor o menor entrada en los Mares Nórdicos de agua atlántica más cálida y salada, lo que repercutiría finalmente en las variaciones del espesor del hielo de la banquisa ártica y en la circulación oceánica termohalina del Atlántico Norte (Polyakov, 2000). Además, con un índice NAO positivo, la alta presión superficial del Ártico central se debilita, y lo contrario ocurre con un índice negativo. Esta variación repercute en el movimiento de la corriente de Deriva Transpolar y, por lo tanto, en la distribución del hielo en aquél océano (Mysak, 2001).

Es posible que las variaciones del índice NAO tengan que ver con variaciones en la circulación oceánica termohalina del Atlántico Norte (Hurrell, 2001). Algunos autores creen, basándose en correlaciones estadísticas de los últimos 50 años, que en última instancia son los cambios en las temperaturas del agua de los océanos tropicales los que tienen una fuerte influencia en las variaciones del índice NAO (Hoerling, 2001).

Los cambios hidrológicos en las latitudes altas euroasiáticas, que se traducen en una mayor escorrentía de los ríos siberianos cuando el índice NAO es positivo, pueden debilitar la circulación termohalina ya que las aguas del Ártico y del Atlántico Norte se dulceifican (Curry, 2005). El incremento de la escorrentía de estos ríos parece haber sido bastante fuerte y haber aumentado del orden de un 10 % durante el siglo XX (Wu, 2005; Peterson, 2002). Lo complicado es saber cuáles son las causas de esta tendencia, si son naturales o si dependen, indirectamente, de la influencia humana (Kerr, 1999). Por el contrario, un estudio para las cuencas árticas canadienses muestra una tendencia a la baja en la escorrentía de los ríos durante el período 1964-2003 (Déry, 2005; McClelland, 2006).

Puede también que ocurra que entre el índice NAO y el clima del continente euroasiático haya efectos de retroalimentación. Por ejemplo, una cubierta de nieve más extensa sobre Siberia puede favorecer un índice NAO negativo. La masa de aire invernal sobre Siberia es la más fría y densa del hemisferio norte. Con una extensión anómala y superior de la cubierta de nieve, se agudiza el enfriamiento y se refuerza el anticiclón eurosiberiano. Como consecuencia, y debido a que los relieves existentes al sur y al este de Siberia actúan de barreras topográficas, la masa fría de aire continental es forzada a salir del anticiclón y se desplaza hacia Europa, o incluso, a través del Ártico, hacia el Atlántico Norte, alterando el campo de presiones al rellenar la baja de Islandia. De esta forma, disminuye el índice NAO, lo cual puede provocar más frío en el interior del continente euroasiático (Cohen, 1999). Lo contrario sucedería en los años en los que la cubierta de nieve fuese menor: el índice NAO aumentaría.

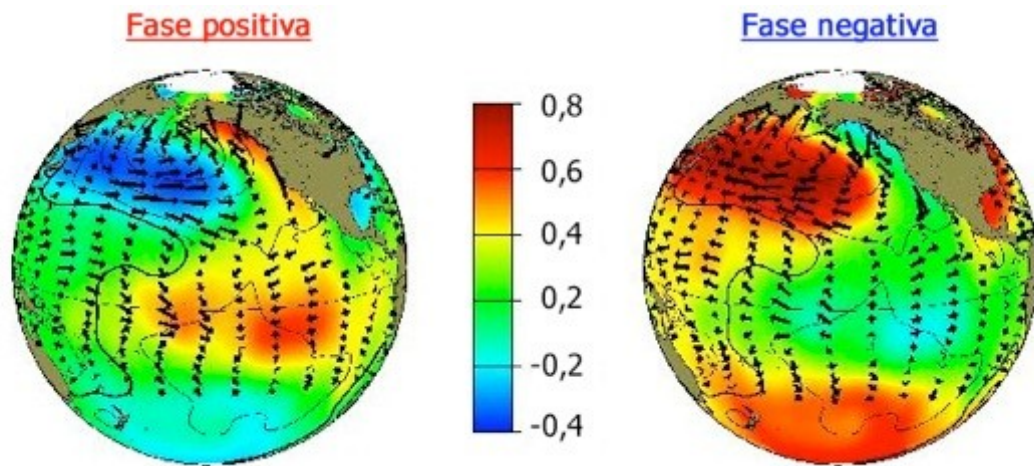
Finalmente, es muy posible también que la circulación estratosférica, debido a la variabilidad invernal de la intensidad del vortex de vientos que se forma alrededor del Polo Norte (PNJ, polar night jet) transmita su influencia a la troposfera e influya en la fuerza de la oscilación ártica, AO, y en el índice NAO (Baldwin, 2001; Scaife, 2006). En este sentido, un enfriamiento estratosférico debido al incremento del CO₂ agudizaría el vórtex polar y daría más fuerza al PNJ, lo cual repercutiría a nivel troposférico con un aumento del índice NAO. Los análisis de los mapas isobáricos indican que en los inviernos boreales la tendencia en las últimas décadas ha sido la de una disminución de la presión a nivel del mar en los polos, tanto norte como sur, y un aumento en las regiones de latitudes medias (Gillet, 2005).

En el otro extremo del planeta, en la Antártida, un reforzamiento del vórtex explicaría el enfriamiento que en las últimas décadas se ha producido en la mayor parte del continente situado en el interior del anillo de vientos y, por otra parte, el calentamiento de la Península Antártica, que queda en el exterior. La causa podría ser la disminución de ozono en la primavera austral (Thompson, 2002). Sin embargo, estudios más recientes indican que el vortex antártico – cuantificado en un índice AAOI (Antarctic Oscillation Index) similar al índice NAO– durante la década de 1960, cuando la posible disminución antropogénica del ozono no había comenzado, tuvo tanta fuerza como durante los últimos años (Jones, 2004).

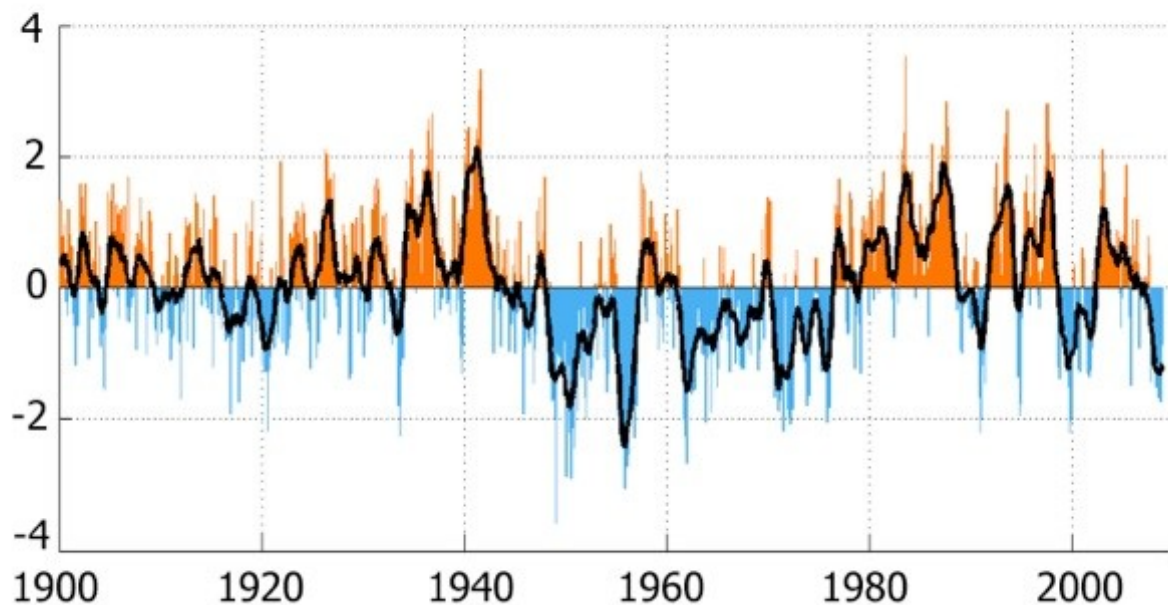
Aunque algunos autores recientemente lo han puesto en duda, también parece existir un ciclo térmico de calentamiento y enfriamiento en las aguas superficiales del Atlántico Norte, entre 0° y 70°N, denominado AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation), con un período de 65/80 años y una amplitud de unos 0,5°C. Esta oscilación parece estar relacionada con las variaciones en la intensidad de la circulación termohalina (Kerr, 2000; Knight, 2005).

Otra oscilación térmica regional importante es la que afecta a las aguas del norte del Pacífico. Se le denomina PDO (Pacific Decadal Oscillation). Se calcula haciendo la media espacial de las anomalías de la temperatura del Pacífico Norte por encima de los 20° de latitud. Está relacionada

con la mayor o menor intensidad y frecuencia de la baja presión de las Aleutianas, que genera vientos que a su vez impulsan las corrientes marinas, variando su dirección y la configuración térmica de la superficie oceánica. Cuando la baja de las Aleutianas es profunda, la corriente oceánica es del sur en la costa este del Pacífico y el agua allí está más cálida de lo normal. En el oeste está más fría, pero el resultante índice PDO es positivo. Un índice PDO positivo suele coincidir con El Niño y un índice PDO negativo con La Niña. Algunos autores creen que esta oscilación repercute en la marcha de la temperatura global.



Anomalía de la temperatura de la superficie del mar



Índice PDO desde 1900 hasta el año 2008

3. El Niño

El fenómeno El Niño ha sido ya descrito con una atención especial y detallada (Capel, 1999), que aquí nos limitaremos a resumir. El Niño se caracteriza básicamente por un calentamiento anómalo de la superficie del agua oceánica tropical del Pacífico Oriental y, particularmente, del litoral de Ecuador, Perú y norte de Chile.

El nombre del Niño fue adoptado por pescadores peruanos en el siglo XIX, por haber notado que el fenómeno comenzaba en las proximidades de la Navidad. En las publicaciones científicas se utiliza el nombre desde 1925, cuando el alemán Schott designó así al movimiento anómalo de agua cálida desde las islas Galápagos hacia la costa ecuatoriana. En aquel año, las lluvias fueron tan

catastróficas en la costa peruana, que la prensa mundial se hizo eco de las mismas. La temperatura del agua subió más de 7 °C con respecto a la normal. También se conocen narraciones detalladas de un Niño intenso en 1891.

Pero existen registros históricos del fenómeno mucho más antiguos, como la narración escrita de alguno de los primeros conquistadores europeos. Incluso hay quien ha especulado con el hecho de que la conquista de Pizarro se viese favorecida por su coincidencia con el fenómeno, aunque otros análisis más concienzudos lo niegan. Finalmente, los estudios sobre el hielo andino, que permiten señalar los años de nieves intensas, los estudios sedimentarios continentales y marinos y el estudio del desarrollo anual de los corales, relacionado con la temperatura de las aguas, permiten extender cada vez más atrás en el tiempo el conocimiento sobre la ocurrencia del fenómeno (Urban, 2000).

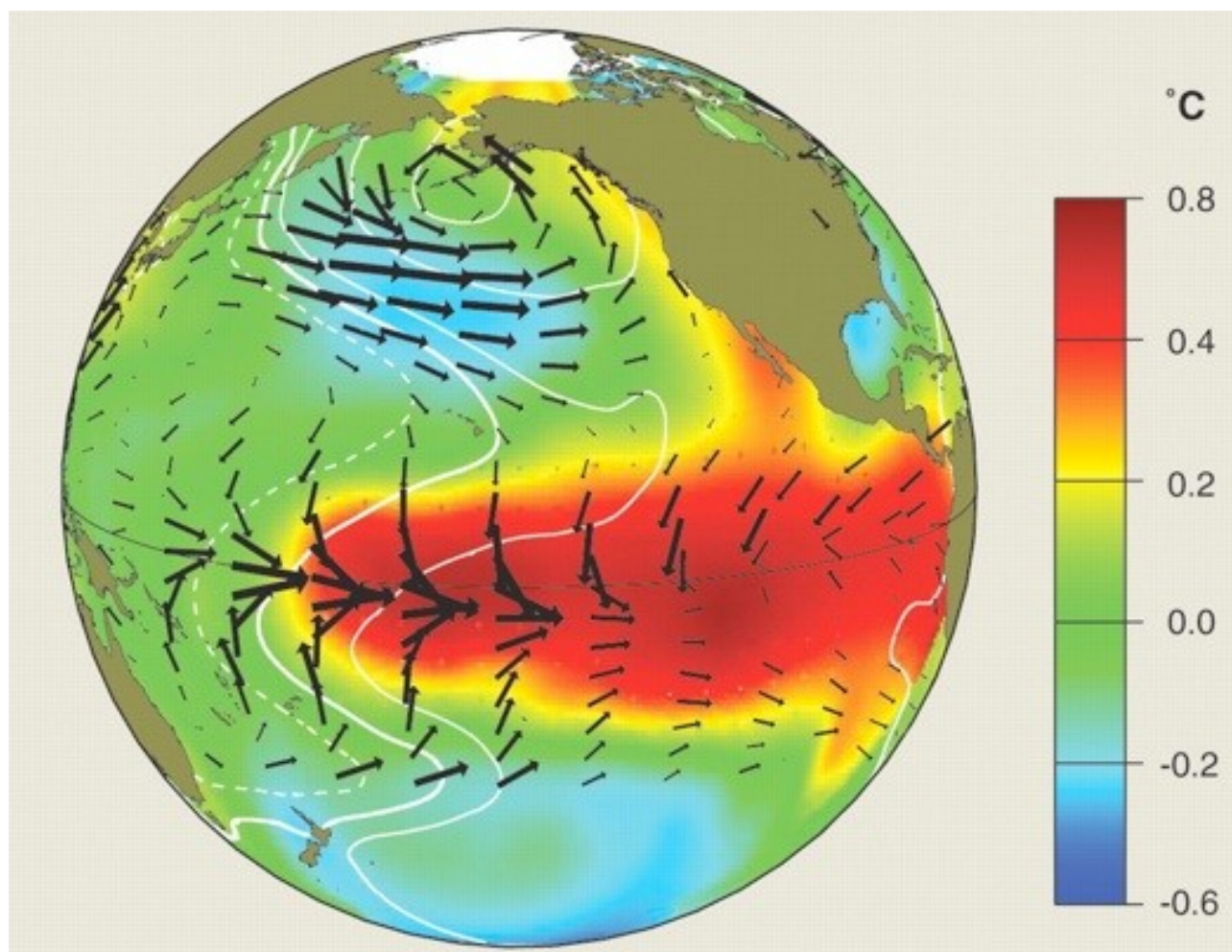


Fig. Situación típica del Niño. Anomalía térmica positiva en la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial oriental y vientos atípicos del oeste que sustituyen a los alisios (fuente: McPhaden, 2006)

Durante un evento del Niño, los alisios, vientos que soplan del este hacia el oeste, desaparecen y son remplazados por vientos de dirección contraria. En el mar, una contracorriente ecuatorial venida del oeste acumula agua caliente en aquella zona y el nivel medio del mar frente a la costa sudamericana se eleva varias decenas de centímetros. La baja densidad del agua superficial impide en esa zona el afloramiento normal (upwelling) de aguas profundas, frías y ricas en nutrientes, por lo que el fenómeno afecta gravemente a la pesca. Además detiene el avance hacia el norte de la corriente fría de Humboldt.

Lo opuesto ocurre en el Pacífico Occidental. La temperatura superficial del mar disminuye en los mares de Indonesia y en el norte de Australia. Allí el nivel del mar desciende hasta casi medio metro en algunas áreas.

Fig. Anomalías en la temperatura superficial del mar en una situación de Niño (NOAA)

La anomalía térmica oceánica del Niño viene acompañada con una anomalía en el campo de presiones. Por eso, al fenómeno del Niño, cuyo nombre original proviene de que era observado en la época navideña, también se le denomina ENSO o SOI (El Niño- Southern Oscillation Index), debido a la inversión oeste-este del gradiente de presión. En el oeste la presión aumenta y en el este disminuye, alterando la circulación de Walker. El nuevo gradiente barométrico va ligado a la disminución o desaparición temporal de los vientos alisios. La convección atmosférica en las aguas más próximas a Sudamérica, en donde el agua está más caliente de lo normal, facilita la reducción de los gradientes de temperatura y de presión entre el oeste y el este. Para cuantificar al índice ENSO suele utilizarse la anomalía del gradiente de presión entre Darwin (Australia), normalmente con presión relativa más baja, y Tahití, normalmente con presión relativa más alta. Pero existen también otros índices, ahora más utilizados, que utilizan la variable de las temperaturas de las aguas en diversas regiones donde se produce el Niño.

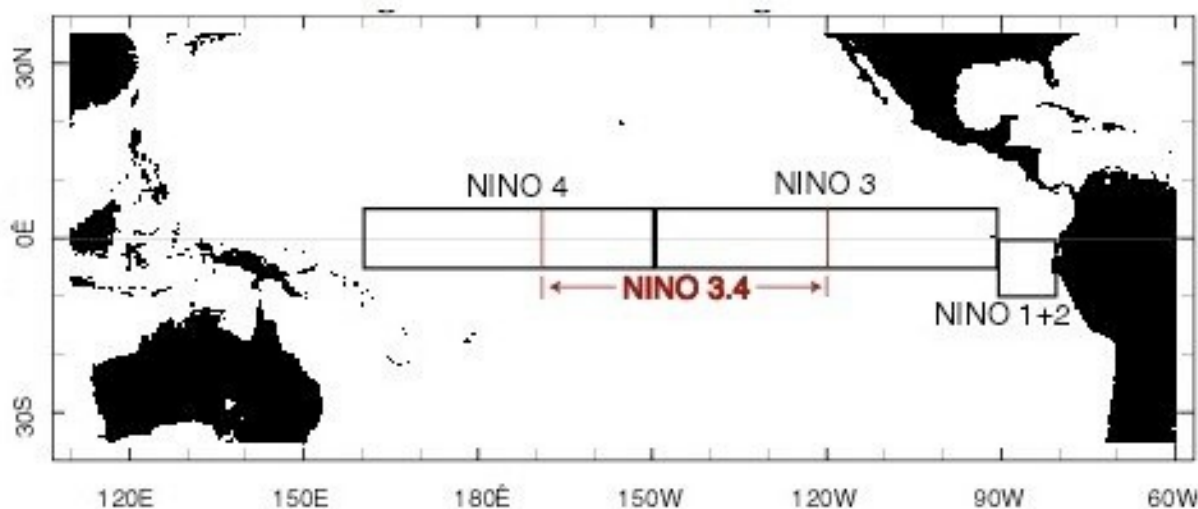


Fig. Regiones de El Niño

En el aspecto hidrológico, el Niño provoca fuertes lluvias en la costa de Ecuador, Perú y norte de Chile, unas regiones que, desde Guayaquil hacia el sur, son en tiempos normales extremadamente áridas. Las precipitaciones son propiciadas por la alta evaporación en el mar, cuyas aguas superficiales registran temperaturas varios grados superiores a las normales. Además, las tormentas son favorecidas por las presiones más bajas que se registran en aquella zona. Por el contrario, en la otra parte del Pacífico, la disminución de la temperatura de las aguas y el aumento de la presión atmosférica provocan sequías en Indonesia y en el norte de Australia, regiones que son normalmente muy húmedas.

El fenómeno del Niño influye en la climatología no sólo del Pacífico, sino de otras regiones del mundo, como para hacer aumentar o disminuir la temperatura media global en más de 0,5 °C. Tal es lo ocurrido durante los meses de apogeo del Niño de 1997-1998. La variación en los campos de presión sobre el Pacífico tropical repercuten en el sistema general de circulación atmosférica, por lo que también se nota la influencia del Niño más allá de la región directamente concernida, si bien los efectos se debilitan con la lejanía. Así, por ejemplo, se suelen producir catastróficas sequías en el nordeste de Brasil y se agudiza la tendencia a la sequía en la región suroccidental de Estados Unidos. Como efecto positivo, es de señalar una menor frecuencia de huracanes en el Atlántico.

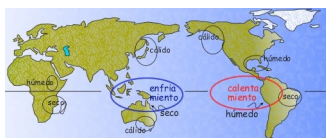


Fig. Efectos de El Niño

El Niño no ocurre siempre con la misma intensidad, ni tampoco con una periodicidad exacta, pues puede variar, por lo general, entre 4 y 8 años. Todavía es un misterio cómo se origina y no se entiende cómo puede intervenir en su génesis la acción humana. Parece que en la última parte del siglo XX se ha producido un aumento de su frecuencia. Los fenómenos de 1972-73, 1982-1983, 1986-87 y 1997-98 han sido notables, pero aún es pronto para establecer tendencias a más largo plazo.

4. ¿Está variando la circulación oceánica?

Así como los ciclos de ocurrencia del Niño afectan, sobre todo, a la parte superior del océano, es también posible que existan ciclos seculares o milenarios que afecten a las corrientes profundas, especialmente a las del Atlántico (ver apéndice 4).

El oceanógrafo Wallace Broecker cree que la formación del agua profunda atlántica, que se produce en los Mares Nórdicos y en los mares meridionales que circundan la Antártida, particularmente en el mar de Wedell, varía cíclicamente, aumentando alternativamente el caudal de una u otra fuente (norte o sur). Broecker cree que durante el siglo XX la producción de agua profunda en los Mares del Sur ha disminuido considerablemente, lo que históricamente debe corresponderse con un aumento de la producción de agua profunda en el norte del Atlántico. Esto provocaría un mayor empuje de la Corriente del Golfo y, por lo tanto, un calentamiento del Atlántico Norte. De confirmarse el fenómeno, el calentamiento del hemisferio norte se explicaría más por este ciclo oceánico que por el aumento de los gases invernadero (Broecker, 1999).

Recientemente, sin embargo, se ha barajado la hipótesis contraria, que la circulación termohalina ha perdido fuerza (Bryden, 2005), lo que concordaría con la disminución de la salinidad de las zonas septentrionales del Atlántico Norte (Rhines, 2006). Quizás el signo positivo del índice atmosférico NAO (North Atlantic Oscillation) durante la década de los 90 y principios de este siglo haya contribuido a una dulcificación de las aguas profundas del mar de Labrador y de los Mares Nórdicos. Ocurre que un índice NAO o AO positivo se corresponde con unos vientos del oeste más intensos, que a su vez causan una mayor exportación de hielo desde el Ártico hacia los Mares Nórdicos a través del estrecho de Fram. Como el hielo es agua dulce, su fusión ocasiona una desalinización del agua superficial marina y un debilitamiento del hundimiento y de la circulación termohalina. Algunas estimaciones indican que entre 1965 y 1995 un flujo extra equivalente a 19.000 km³ de agua dulce llegó a los Mares Nórdicos procedente del hielo del Ártico (Curry, 2005).

También hay estudios estadísticos que muestran que las temperaturas del norte del Atlántico están correlacionadas con la intensidad de los vientos alisios que recorren el Atlántico tropical. Estudios detallados de las varvas sedimentarias de la cuenca de Cariaco, en Venezuela, que permiten determinar los años en los que los alisios son más intensos (mayor upwelling y abundancia de *Globigerina bulloides*), indican una alta correlación con las anomalías térmicas en el Atlántico Norte. Cuando los vientos alisios en Atlántico tropical son más intensos, las temperaturas marinas en el norte del Atlántico decrecen. Existe así, probablemente, una relación entre lo que ocurre en el Atlántico Tropical y la variabilidad climática en el Atlántico Norte (Black, 1999).

Hay que considerar también la posibilidad de que el propio sistema de corrientes termohalinas presente inestabilidades internas, y que responda a un cierto comportamiento caótico. Por ejemplo imaginemos un estado inicial en el que la corriente termohalina del Atlántico Norte funciona normalmente. El agua salada superficial avanza hacia el norte, se enfría al estancarse en los Mares Nórdicos y se hunde. Pues bien, en un momento posterior, podría ocurrir que, si la cinta alcanzase demasiada velocidad, el intervalo de tiempo que la masa de agua superficial tiene para evaporar agua sería menor. Disminuiría el total evaporado y, en consecuencia, disminuiría también la

salinidad y densidad de la Corriente del Golfo, con lo que ya no sería tan eficiente el motor de hundimiento de agua en los Mares Nórdicos. La cinta transportadora atlántica perdería fuerza: quizás el agua superficial no llegase tan al norte y la zona de hundimiento se desplazase más al sur; o, quizás, no se llegase a formar agua profunda, sino únicamente intermedia. Sea como fuese, el sistema, por sí mismo, pasaría a funcionar de forma diferente, hasta que de nuevo, por un proceso inverso, se restableciese el movimiento inicial de las corrientes.

Capítulo 18. Incremento de los gases invernadero y aerosoles antrópicos

1. El dióxido de carbono

2. El metano atmosférico

3. El óxido nitroso

4. Los halocarburos

5. El ozono

6. Aerosoles antrópicos

1. El dióxido de carbono

El aumento

La concentración atmosférica del CO₂ sufrió un considerable aumento en el siglo XX, que continúa en el siglo XXI.

Antes del comienzo de la revolución industrial —hacia 1750, cuando el escocés James Watt perfeccionó las máquinas de vapor—, la concentración de CO₂ en la atmósfera era de unas 280 partes por millón (0,028% de la mezcla de gases del aire) y en el año 2010 alcanza casi las 390 ppmv (0,038%). La subida es aproximadamente de un 40 %.

Aunque la mayor parte de este incremento es atribuible a la quema de combustibles fósiles por causa de la generación de electricidad, de la industria y del transporte, se calcula que un 35 % del aumento en los últimos 300 años ha sido debido a los cambios de usos del suelo producidos por el desarrollo agrícola del territorio (Foley, 2005).

Desde 1958 (Año Geofísico Internacional) se han llevado a cabo cuidadosas mediciones de las concentraciones de CO₂ atmosférico por parte de Charles D Keeling, primero en el Instituto Scripps de Oceanografía de La Jolla, en California, y desde 1974 en el observatorio del volcán Mauna Loa, en Hawai, alejado de fuentes locales de contaminación (a no ser el propio volcán en sus episodios eruptivos). Posteriormente otros científicos han ido también obteniendo series de registros del CO₂ que han corroborado los resultados del Mauna Loa.

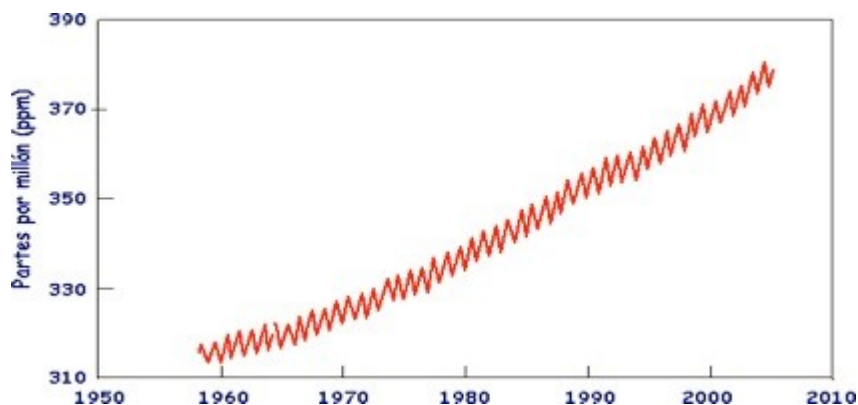


Fig. Evolución de la concentración de CO₂ en las últimas décadas

La atmósfera actual contiene unos 800 petagramos de carbono en forma de CO₂.

En las dos últimas décadas, el incremento anual de la concentración de CO₂ en el aire, con grandes variaciones entre unos años y otros como veremos a continuación, ha sido por término medio de unas 2 ppmv, es decir, un 0,5 % por año, lo que supone en cantidades absolutas unos 3 Pg de carbono por año. De continuar este ritmo de crecimiento se alcanzaría en el 2100 algo más de las 600 ppm.

....

15

***Pg (Petagramo) = 10¹⁵ gramos = Gt (Gigatonelada) = mil millones de toneladas.**

1 PgC = 3,7 Pg de CO₂

1 ppm en la concentración atmosférica de CO₂ = 2,12 Petagramos de carbono (PgC) = 7,84 PgCO₂

...

En la gráfica de evolución de la concentración atmosférica de CO₂ se observan unas oscilaciones estacionales invierno-verano de varias partes por millón, por lo que la línea de incremento del CO₂ no es rectilínea sino quebrada. Ocurre que durante la estación de crecimiento vegetativo (especialmente en las latitudes medias y altas del hemisferio norte) la vegetación absorbe CO₂ del aire y la concentración atmosférica baja. Por el contrario, en la época de hibernación, la biomasa terrestre pierde carbono y la concentración de CO₂ en el aire aumenta. Los dientes de sierra de la gráfica corresponden a los cambios estacionales en el total de la biomasa terrestre. La cantidad de biomasa del hemisferio norte es mucho mayor que la del sur, y por eso su ciclo es dominante en el conjunto de la atmósfera. En Mauna Loa se suele alcanzar un máximo en el mes de mayo y un mínimo en el mes de septiembre u octubre.

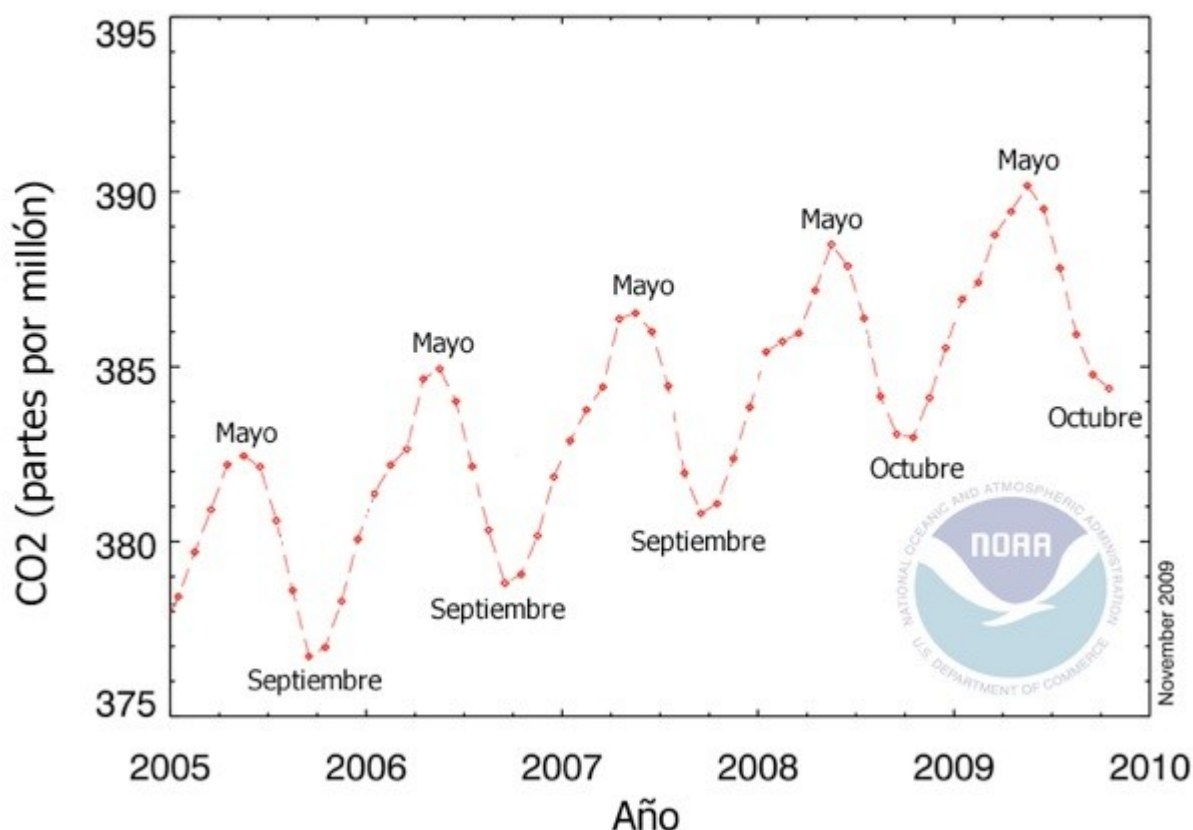


Fig. Variaciones mensuales del CO₂ en Mauna Loa entre Enero 2005 y Octubre 2009

<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>

En donde más se notan estos ciclos estacionales es en las latitudes altas y medias del hemisferio norte. La amplitud anual entre el pico y el valle de la concentración de CO₂ es en el Ártico entre 15 y 20 ppm. Esta amplitud anual disminuye en las latitudes bajas, hasta ser de sólo unas 3 ppm cerca del Ecuador, debido a la menor influencia estacional en la actividad de las plantas tropicales. En el Polo Sur es casi nula. Por lo tanto, a pesar de los procesos de transporte y mezcla del aire troposférico, que tienden a que toda la atmósfera tenga una composición química homogénea, existen siempre unas diferencias latitudinales en la concentración de CO₂ que revelan con bastante detalle los desfases temporales en la estacionalidad vegetativa entre el norte y el sur.

Variabilidad natural de la concentración de CO₂

El incremento anual de CO₂ en la atmósfera presenta unos valores muy variables de un año para otro, que puede variar entre la 0 y las 4 ppm (Quay, 2002; Zeng, 2005).

Estas variaciones dependen sobre todo de la productividad primaria neta global, que a su vez depende de muchos factores relacionados con el desarrollo de la vegetación y los procesos biológicos, como son las anomalías en la temperatura del suelo, el espesor de la nieve invernal y, sobre todo, la mayor o menor ocurrencia de sequías importantes (Zhao, 2010).

Los cambios ligados al fenómeno del Niño parecen tener una influencia compleja pero importante (Feely, 1999; Chavez, 1999), sobre todo por los incendios en los bosques y turberas de zonas tropicales, ligados a las sequías que a veces acompañan al Niño. Por ejemplo, se calcula que en 1997 el incremento atmosférico de CO₂ se duplicó por el hecho de que en Indonesia, en la isla de Sumatra especialmente, ardieron casi un millón de hectáreas de terreno, casi todas correspondientes a turberas tropicales de alto contenido de carbono. Por esa causa la emisión global de CO₂ fue entre un 13% y un 40 % superior a la normal (Page, 2002).

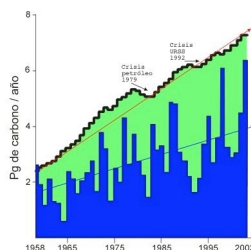


Fig. Emisiones antropogénicas de CO₂ (en petagramos de carbono al año).

Solamente una parte del CO₂ emitido se acumula en la atmósfera (en azul) ya que es considerable la parte del CO₂ que es absorbida fotosintéticamente por el plancton oceánico y la vegetación terrestre (en verde), aumentando así la biomasa terrestre

Efecto radiativo y térmico del incremento del CO₂

El aumento antropogénico del CO₂ atmosférico, desde las 280 ppm de los tiempos preindustriales hasta las 390 ppm del presente, produce un forzamiento radiativo (radiative forcing) de aproximadamente 1,7 W/m². Supone aproximadamente el 50% del forzamiento radiativo provocado por el incremento antropogénico del total de los gases invernadero (Myhre, 1998; Hansen 2001; Hansen, 2005; IPCC 2007).

En grados de temperatura, se calcula que el paso de la concentración preindustrial de CO₂ a la actual (de 280 ppm a 390 ppm) ha supuesto un incremento directo de la temperatura media global de unos 0,6 °C.

A largo plazo, los modelos utilizados por el IPCC predicen que la concentración de CO₂ en el 2100 estará comprendida entre las 500 ppm y 1.000 ppm. El incremento total de los gases invernadero producirá teóricamente un forzamiento radiativo de entre 4 W/m² y 9 W/m², con una subida directa media de 1,2°C, pero debido a diversos efectos de retroalimentación calculados por los diversos modelos climáticos, se estima que la subida térmica entre 1990 y el 2100 será entre 1,4°C y 5,8°C. Ya en 1896, Svante Arrhenius calculó una subida térmica de este calibre debido al aumento

del CO₂. En los últimos 30 años, entre 1980 y 2010, el ritmo de subida anual ha sido de aproximadamente 0,15 °C/década, por lo que de seguir así subiría en 100 años tan sólo 1,5°C.

Esta subida prevista se basa en gran medida en que se prevee que aumente la concentración de vapor de agua en la atmósfera, que es el principal agente del calentamiento. Se calcula que el impacto del vapor de agua es el 60 % del efecto invernadero que se produce en una atmósfera con cielo despejado. El feedback provocado por el incremento del vapor de agua tendrá un efecto radiativo superior al del conjunto de todos los otros gases invernadero (Karl, 2003). Pero también repercutirá en la evolución y el comportamiento de la nubosidad, que es un factor aún muy mal comprendido. Por lo tanto, la incertidumbre sobre lo que acontecerá, a qué ritmo y con qué intensidad es aún muy grande.

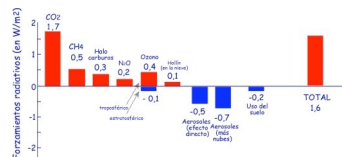


Fig. Estimación de los principales cambios radiativos en la troposfera (en W/m²) entre el año 1750 y el 2000. Positivos en rojo y negativos en azul (según IPCC 2007).

Nótese que si se sustrajese de golpe todo el dióxido de carbono que existe ahora en la atmósfera, la disminución radiativa correspondiente a este gas sería de unos 30 W/m², es decir, mucho mayor que el cambio correspondiente a su duplicación, que apenas superaría los 2,2 W/m². La razón es que la absorción por parte del dióxido de carbono está ya saturada en parte de la región espectral en donde absorbe radiación, y por lo tanto, el aumento de la absorción futura siempre será mucho menor proporcionalmente que el aumento de su concentración.

Causas del incremento

En la actualidad se estima en unos 7 Petagramos la cantidad de carbono fósil quemado al año en todo el mundo y en aproximadamente 1,6 Pg la cantidad de carbono emitido por la deforestación tropical y otras prácticas agrícolas. Otra cantidad mucho menor, del orden de 0,1 Pg de carbono, procede de la roca caliza utilizada en la fabricación de cemento. En total, debido al uso de combustibles fósiles y a la deforestación se emiten a la atmósfera cada año más de 8 Pg de carbono (lo que equivale a unos 30 Pg de CO₂).

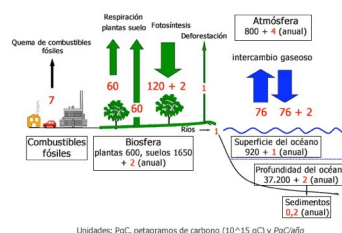


Fig. Flujos anuales de carbono (en rojo) y reservorios (en recuadro)

El aire contiene unas 800 Petagramos de carbono. Se calcula que la humanidad ha ido modificando de tal forma el paisaje terrestre —debido al desarrollo de la agricultura, ganadería, actividades forestales, etc.— que ha provocado a lo largo de la historia un traspaso de más de 400 Pg de carbono desde los ecosistemas continentales hacia la atmósfera y los océanos. Por otra parte, la quema de combustibles fósiles durante la época industrial ha emitido en total una cantidad de carbono de unos 270 Pg (Lal, 2004). Gran parte de este carbono, por procesos naturales, ha sido ya reabsorbido por la vegetación de los mares y de los continentes.

Combustibles fósiles

El 80 % de la energía provino en el año 2004 de la utilización de combustibles fósiles: petróleo (35%), carbón (25%) y gas natural (20%).

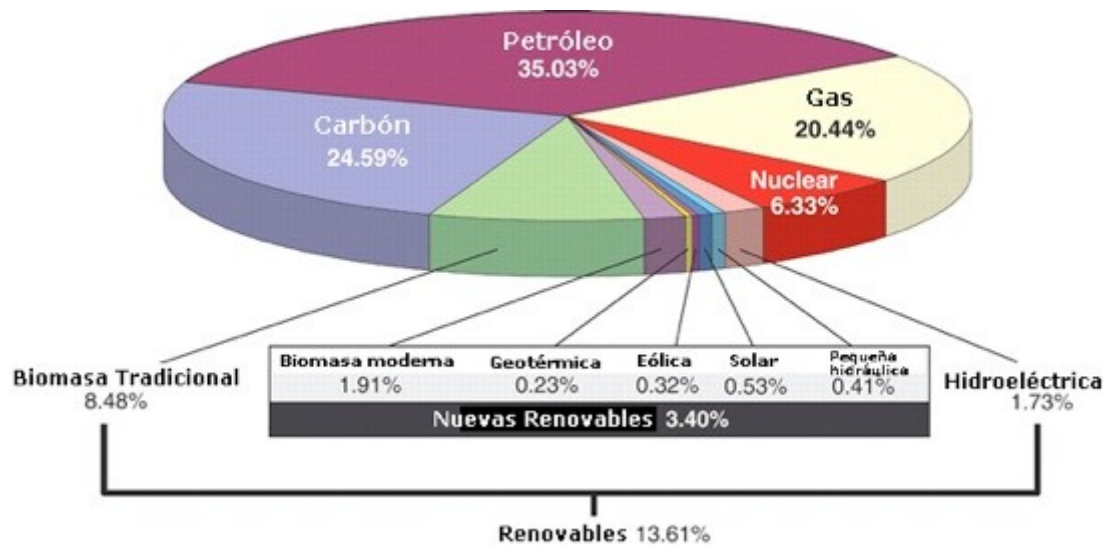


Fig. Fuentes de energía primaria global en el año 2004 (Goldemberg, 2007)

China y Estados Unidos son los mayores emisores de CO₂ a la atmósfera pero Australia es el mayor emisor per cápita. La media global de las emisiones de carbono a la atmósfera en forma de CO₂ es de unas 4 toneladas por año por persona. La emisión per cápita en Australia es de casi 20 toneladas; en Japón y Europa las emisiones per cápita están entre 5 y 10 toneladas; en los países en vías de desarrollo la emisión per cápita es de poco más de 2 toneladas. Hay unos 50 países en donde las emisiones son incluso inferiores a 1 tonelada (ref: [the Netherlands Environmental Assessment Agency \(PBL\)](#))

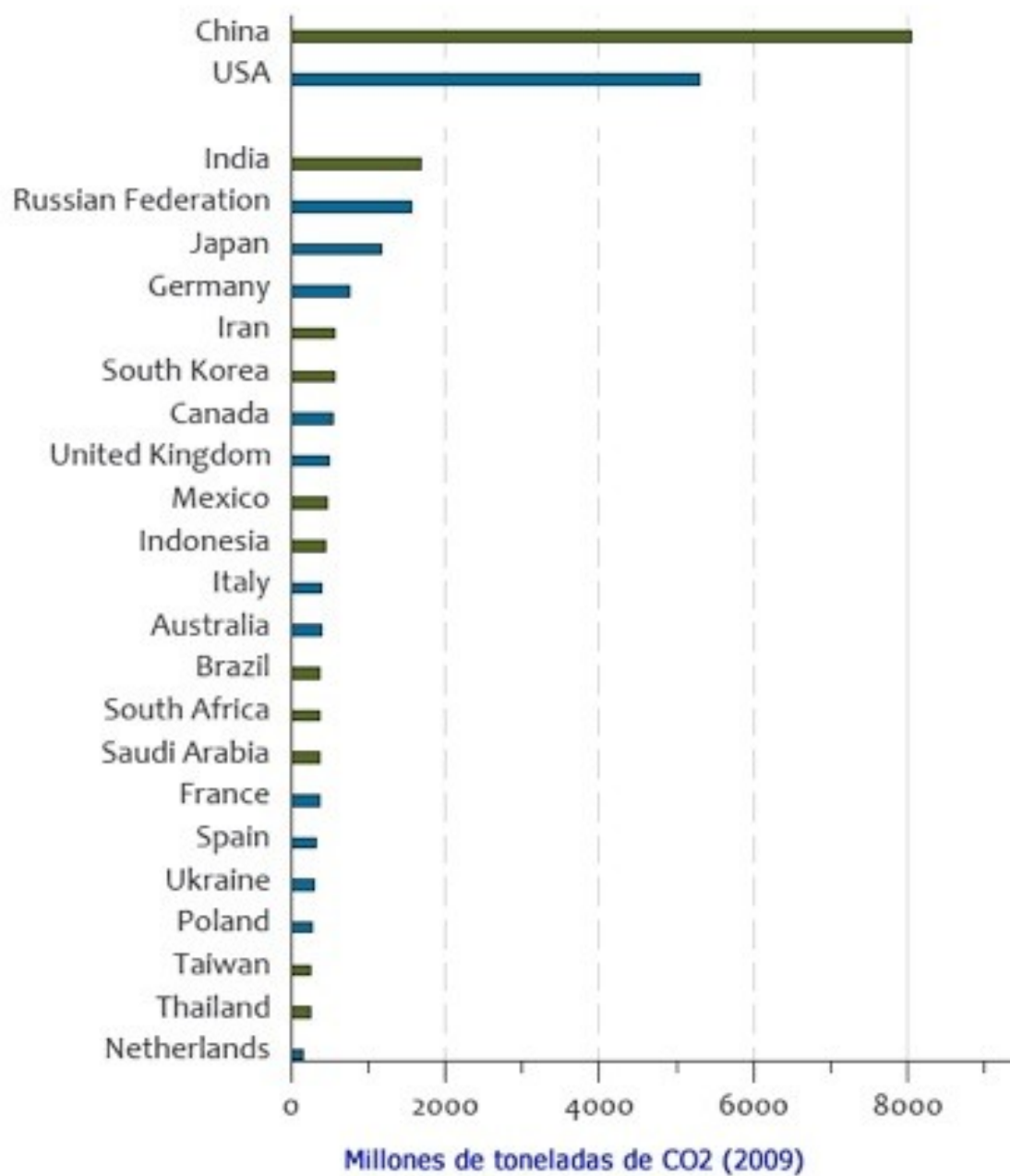


Fig. Principales países emisores de CO2 en el año 2009

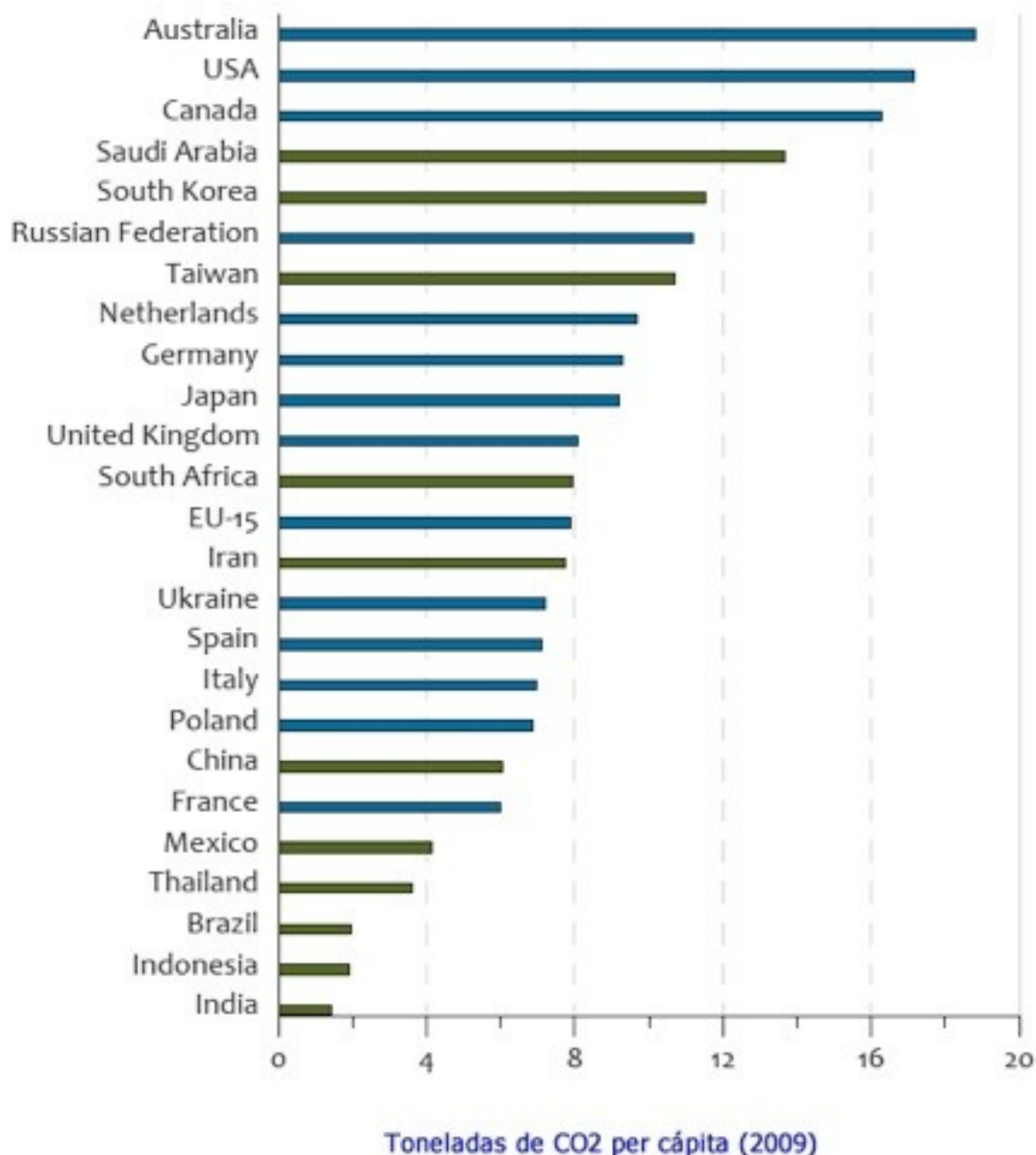


Fig. Emisiones per cápita en el año 2009

Agricultura, deforestación e incendios

El suelo terrestre contiene mucho más carbono que los 800 Pg que contiene el CO₂ del aire. La cantidad de carbono contenido en el primer metro superficial del suelo se eleva a 2.500 Pg, de los cuales 1.550 Pg están en forma de carbono orgánico y el resto, 950 Pg, en forma de carbono inorgánico. El carbono contenido en la vegetación es de 560 Pg.

El reservorio de carbono del suelo es muy diferente en unas regiones y otras. En las zonas áridas el carbono contenido en el primer metro de suelo es de unas 30 toneladas/hectárea pero en las turberas de las latitudes altas es de unas 800 toneladas/hectárea. Por término medio el contenido fluctúa entre las 50 y las 150 toneladas/hectárea (Lal, 2004).

La conversión de los ecosistemas naturales a la agricultura suele suponer una pérdida del 60% del carbono del suelo en las regiones de las latitudes templadas y un 75% o más en los suelos cultivados de los trópicos.

En los bosques y en sus suelos se encuentra una gran parte del carbono orgánico terrestre. Por eso son tan importantes las modificaciones en los ecosistemas forestales y, en especial, en los tropicales. Las prácticas de deforestación, unidas a la erosión de los suelos, suelen suponer una pérdida de biomasa y la devolución a la atmósfera, en forma de CO_2 , del carbono que previamente ha sido captado en la fotosíntesis. El que haya extensas zonas tropicales en donde tras la tala no se regenera la cubierta vegetal —que si lo hiciese recuperaría el carbono— aumenta la concentración atmosférica del CO_2 .

Los procesos de pérdida de vegetación y de suelos son variados, aunque no fáciles de cuantificar. La razón más importante de la deforestación tropical son los incendios provocados para aumentar las tierras de cultivo agrícola y ganadero en el interior de la selva. Se calcula que estas prácticas provocan dos tercios de la pérdida de los bosques tropicales, que en la actualidad es de unos 6 millones de hectáreas al año ($60.000 \text{ km}^2/\text{año}$) (Willis, 2004).

También hay que tener en cuenta la tala para la obtención de maderas preciosas, que desde la colonización europea han ido soportando los bosques de Centroamérica, del Caribe, de Amazonia, de África y del Sudeste Asiático.

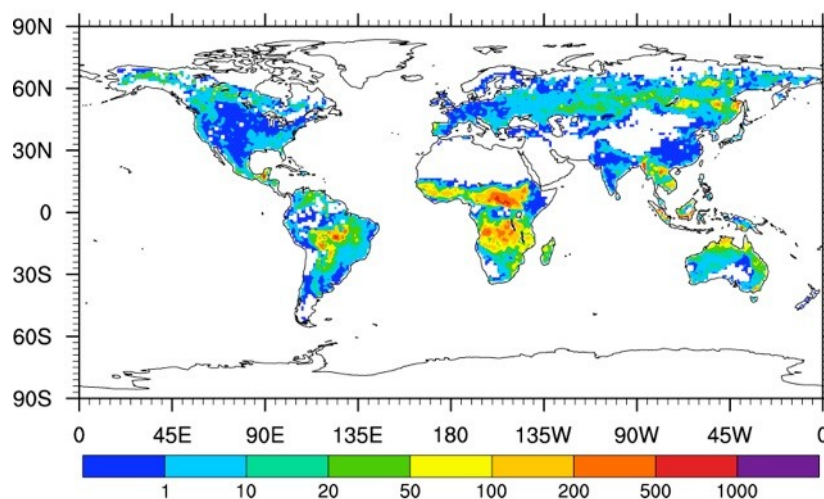


Fig. Emisiones de carbono a la atmósfera ($\text{gC}/\text{m}^2/\text{año}$) 1996-2007 (J.T.Randerson)

<http://www.ess.uci.edu/~jranders/>

Fuera de los trópicos son destacables los incendios en los bosques de Siberia, que contienen la mitad del carbono de los ecosistemas forestales de la Tierra. Incendios descontrolados que afectaron a Siberia en el verano del 2003, quemando 22 millones de hectáreas, arrojaron a la atmósfera más de 700 millones de toneladas de CO_2 , una cantidad semejante a la reducción requerida en el Protocolo de Kioto.

En total se calcula que las emisiones globales de carbono a la atmósfera proveniente de los incendios asciende a $3,5 \text{ PgC}$ al año (Balzter, 2005), lo que en sí podría provocar, si el carbono no fuese reabsorbido por la vegetación, un aumento de $1,8 \text{ ppm}$ en la concentración de CO_2 en la atmósfera. A grosso modo la quema de la hierba de las sabanas supone en la actualidad un 50% de las emisiones, el de los bosques tropicales un 40% y el de los bosques templados y boreales un 10%.

Durante todo el siglo XX la quema de biomasa en los bosques boreales, templados y tropicales, así como en las sabanas, han sido una fuente muy importante de carbono, que ha sido quizás subestimada en sus repercusiones climáticas. Según un reciente estudio ya a principios del siglo XX los incendios emitían a la atmósfera entre $1,5$ y $2,7 \text{ Pg}$ de carbono (Mouillot, 2006).

Finalmente, no hay que olvidar que en muchos países pobres, la madera sigue siendo el principal combustible de uso doméstico, lo que ha provocado la desaparición de los árboles en extensas zonas del mundo subdesarrollado. En África el 94 % de la población rural y el 73 % de la urbana usan la madera como su principal fuente de energía. A escala global se calcula que el contenido en carbono

de la madera quemada como combustible alcanza anualmente entre 2,5 y 5 PgC (Imhoff, 2004).

Los sumideros del CO₂

De las mediciones directas de la concentración de CO₂ en el aire se deduce que, en la actualidad, el carbono en la atmósfera aumenta de media entre 3 y 4 PgC al año. Sin embargo, las emisiones antrópicas de carbono superan los 7 PgC. Por lo tanto, sólo aproximadamente el 50 % del carbono emitido es retenido en la atmósfera. La otra mitad es absorbida por el mar y por la biomasa continental.

Existen todavía muchas dudas sobre la localización de los sumideros actuales y en qué proporción se produce el reparto entre los océanos y la vegetación de ese carbono reabsorbido que no se queda en la atmósfera (Battle, 2000). Hay aumentos tanto en la biomasa continental, como en la oceánica, pero no son fáciles de cuantificar. Los cálculos se basan en los cambios registrados en la concentración atmosférica y oceánica de O₂, y en los gradientes latitudinales observados en las mediciones, tanto de CO₂ como de O₂ (Keeling, 1996; Joos, 1999 y 2003).

Una prueba del incremento de la biomasa terrestre se fundamenta en la curva de evolución del CO₂ atmosférico. En los últimos 30 años la amplitud del ciclo anual de la concentración de CO₂ atmosférico ha aumentado, aunque de forma irregular. Probablemente es consecuencia de una mayor actividad vegetativa, que implica una mayor absorción terrestre en primavera-verano (por incremento de la fotosíntesis global) y una mayor suelta de CO₂ en otoño-invierno por incremento de la materia orgánica oxidada.

Los análisis de la productividad marina durante el período 1948-2003 en el Mar del Norte y en el nordeste del Atlántico indican también un considerable aumento del fitoplancton, ocurrido especialmente en los años 80, un incremento que se mantiene en la actualidad (Raitso, 2005).

En un complejo estudio de las fuentes del incremento de carbono disuelto en los mares, Sabine y otros colegas (Sabine, 2004) dedujeron que en el período 1980-1999, de los 117 PgC emitidos por la quema de combustibles fósiles y la fabricación de cemento, 65 PgC fueron añadidos a la atmósfera, 37 PgC fueron absorbidos por los océanos, y 15 PgC fueron absorbidos por la superficie continental.

Otros análisis indican cantidades superiores en la absorción continental: entre 1 y 2 PgC/año al norte de la latitud 25°N, debido tanto al incremento del CO₂ atmosférico como al aumento de las temperaturas. Estudios más detallados en Rusia indican que la absorción en sus bosques durante el período 1983-1998 fue entre 74 TgC/año y 284 TgC/año (Beer, 2006).

En la década de los años 1970 el porcentaje de CO₂ antrópico que se quedaba en la atmósfera era de media el 70 % del emitido, pero en la década de los años 1990 fue inferior al 50 %. Una incógnita muy importante para poder calcular el incremento futuro del CO₂ atmosférico es saber si este porcentaje continuará disminuyendo o no (Schimel, 2001).

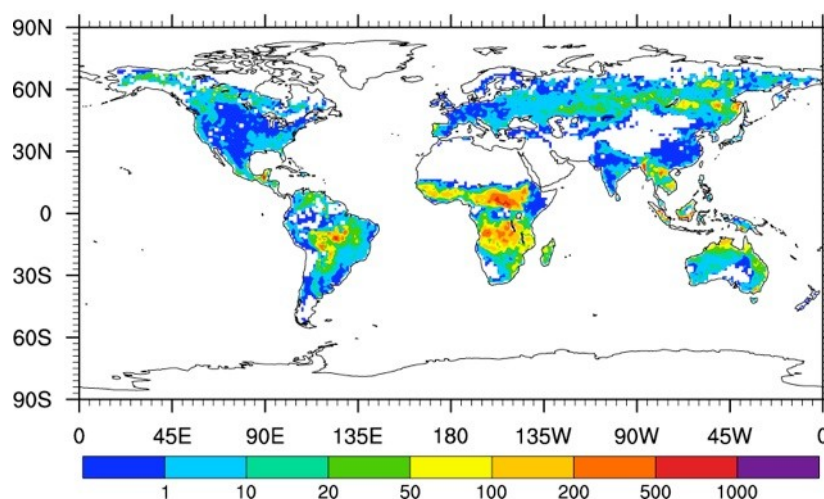


Fig. Evolución de la biomasa terrestre 1982-1999 (Nemani, 2003)

Respecto a los ecosistemas terrestres, se sabe que los del hemisferio norte absorben de forma neta más CO₂ atmosférico que los del hemisferio sur. Los estudios sobre el ciclo del carbono realizados en la última década así parecen indicarlo. El aire troposférico en el hemisferio norte contiene solamente unas 3 ppm de CO₂ más que el aire del hemisferio sur, pero la mayor parte del CO₂ es emitido en ese hemisferio, lo que debería ocasionar una diferencia superior, de unas 4 o 5 ppm. El importante sumidero de la vegetación continental existente en el hemisferio norte podría explicar la anomalía. En este sentido, algunos cálculos indican que en el territorio de los Estados Unidos y de Canadá el CO₂ absorbido por el suelo y la vegetación es superior incluso a las emisiones antrópicas de CO₂ en esos países (Fan, 1998). Otros cálculos más conservadores indican que la masa de CO₂ absorbida por el territorio estadounidense es la tercera parte de la emitida: 0,5 Pg de carbono absorbido frente a 1'5 Pg de carbono emitido). Los cálculos para Europa indican que la biomasa absorbe entre el 7 % y el 12 % de las emisiones (Janssens, 2003).

El análisis de los anillos de árboles de 48 zonas situadas en bosques boreales de Norteamérica y Eurasia muestra la correlación existente entre el incremento del índice de verdor NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) obtenido por satélites durante los meses de Junio y de Julio de las dos últimas décadas del siglo XX y el efecto sumidero del CO₂ atmosférico por parte de la vegetación (Kaufmann, 2004).

Un estudio reciente, también basado en imágenes satelitarias del verdor, indica que en la primera década del siglo XXI el incremento de la productividad primaria neta ha aumentado en el hemisferio norte, pero ha disminuido en el hemisferio sur debido a algunas sequías importantes (Zhao, 2010).

Los modelos climáticos calculan un aumento de más de un 20 % de la producción primaria neta global cuando se duplique la concentración de CO₂. De esta forma, excluyendo la deforestación, el sumidero vegetal continental puede elevarse a 5 Pg de carbono anual en el año 2050 (casi semejante al total de las emisiones actuales) (Scholes, 2001).

Los principales mecanismos propuestos para explicar este aumento de la biomasa terrestre son diversos: a) fertilización de la atmósfera producida por el incremento del CO₂ ; b) fertilización del suelo debida al incremento de la deposición de nitrógeno antrópico; c) reforestación de terrenos previamente talados y otras alteraciones paisajísticas, como la invasión de maleza en tierras agrícolas abandonadas; d) aumento térmico y prolongación de la época de crecimiento vegetativo.

a) fertilización del aire

El incremento del CO₂ puede influenciar positivamente en la actividad vegetativa de dos maneras. En primer lugar, el aumento del CO₂ refuerza la función clorofílica y, por lo tanto, potencia el crecimiento de las plantas y la producción neta de biomasa.

En segundo lugar, como consecuencia del incremento del CO₂ se produce una disminución de la evapotranspiración de las hojas y del consumo de agua por parte de la vegetación. Ocurre que los estomas tienden a cerrarse cuando aumenta el CO₂ del aire. De esta forma, las plantas pierden también menos agua y la fotosíntesis se hace más eficiente. La menor necesidad de agua permite un mayor desarrollo vegetativo en las regiones con problemas de aridez.

b) fertilización del suelo

También los suelos de algunas regiones pueden estar aumentando su fertilidad debido a una nitrificación proveniente de la deposición en tierra de ciertos compuestos nitrogenados atmosféricos que, paradójicamente, son producto de la contaminación humana (Nadelhoffer, 1999).

El posible aumento de las temperaturas en las latitudes altas favorece también la descomposición en el suelo de los compuestos nitrogenados, mejora la disponibilidad de nitrógeno para el crecimiento de plantas y árboles y aumenta la eficiencia del proceso fotosintético de creación de masa vegetal (Melillo, 1993).

c) reforestación

En bastantes regiones del mundo, especialmente en las latitudes templadas de Eurasia y de América, el proceso de reforestación y el aumento natural de masas boscosas, debido al abandono de los campos agrícolas, es superior a la deforestación. En Estados Unidos se ha calculado que el volumen de la madera contenida en sus bosques ha aumentado un 30 % en los últimos 50 años y los cambios en el inventario forestal durante el período 1980-1993 indican un almacenamiento anual de carbono de 0,3 Pg de carbono (Schimel, 2000). En Europa el aumento de biomasa ha sido de un 25 % entre 1971 y 1990 (Moffat, 1998).

d) prolongación de la estación vegetativa y menos heladas

Una última razón posible del aumento de la biomasa es la prolongación de la estación de crecimiento vegetativo en las latitudes medias y boreales. Parece haber señales fenológicas de un adelanto medio de la primavera y un retraso medio del otoño en unos cuantos días, motivado por el aumento de las temperaturas (Mitchell, 2002).

Asimismo, el incremento de las temperaturas nocturnas ha favorecido posiblemente el alargamiento de los períodos libres de heladas. (Menzel, 1999).

2. El metano atmosférico

El metano es un gas invernadero muy efectivo, con una concentración atmosférica media actual entre 1,7 o 1,8 ppm (partes por millón del volumen del aire) (Lelieveld, 2006). Debido a su incremento desde los tiempos preindustriales —cuando la concentración atmosférica era de sólo 0,7 ppm—, se cree que el forzamiento radiativo producido desde entonces es importante, unos 0,7 W/m² (el del CO₂ es 1,7 W/m²). Las fuentes de emisión son muy variadas pero la destrucción del gas por los radicales OH del aire es rápida, de tal manera que la vida media del metano atmosférico es de tan sólo unos 12 años. La evolución de la concentración atmosférica depende por eso, no sólo de las fuentes, sino también de la mayor o menor presencia de estos radicales hidroxilo en el aire.

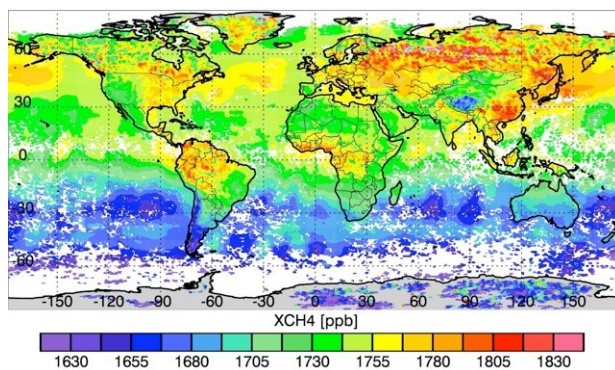


Fig. Concentración de metano atmosférico en 2005 (partes por mil millones)

Sciamachy, Michael Buchwitz, http://www.iup.uni-bremen.de/sciamachy/NIR_NADIR_WFM_DOAS/wfmd_CH4v1_figs_2005.html

Evolución

Hay algunos investigadores que creen que el aumento del metano en la atmósfera se remonta al inicio de la agricultura y, en especial, al del cultivo del arroz hace 5.000 años. Según Ruddiman el incremento térmico causado por la agricultura, aportando 40 ppm de CO₂ por las deforestaciones y 0,25 ppm de metano por los regadíos, habría sido anterior y del mismo calibre o superior al causado por la industria (Ruddiman, 2003; Kerr, 2004). Piensa este investigador que quizás la agricultura, de esta manera, evitó la vuelta hace unos 3.000 años a una nueva glaciación.



Fig. Evolución de la concentración de metano en la atmósfera en los últimos 20.000 años, hasta el comienzo de la época industrial (1750 más o menos), estimada a partir de sondeos en los hielos de Groenlandia y de la Antártida.

Observando la concordancia en los últimos 300.000 años entre la evolución de la insolación en las latitudes tropicales, la cual determina la fuerza de los monzones y la mayor o menor existencia de humedales, y la evolución del metano atmosférico, calculada a partir de los sondeos en los hielos de la Antártida, Ruddiman concluye que lo natural hubiese sido que la concentración de metano decreciese continuamente desde hace unos 10.000 años hasta la actualidad. Pero el metano comenzó a aumentar hace unos 5.000 años, lo que es atribuible a la influencia antrópica y en especial a las bacterias metanogénicas que plagaban los campos encharcados de los nuevos cultivos de arroz.

Por otra parte, los análisis sobre la concentración isotópica del carbono-13 contenido en el metano atrapado en los hielos de la Antártida indican que en el primer milenio de nuestra era hubo emisiones relativamente altas de metano pirogénico, procedente de la combustión de biomasa, probablemente de la quema de pastos y de bosques de China y de Europa (Ferretti, 2005).

Disminución del ritmo de incremento

Aunque en el transcurso del siglo pasado, el aumento del metano atmosférico ha sido muy considerable, el ritmo de incremento en las últimas décadas ha ido disminuyendo, si bien en el 2007 aumentó de nuevo.

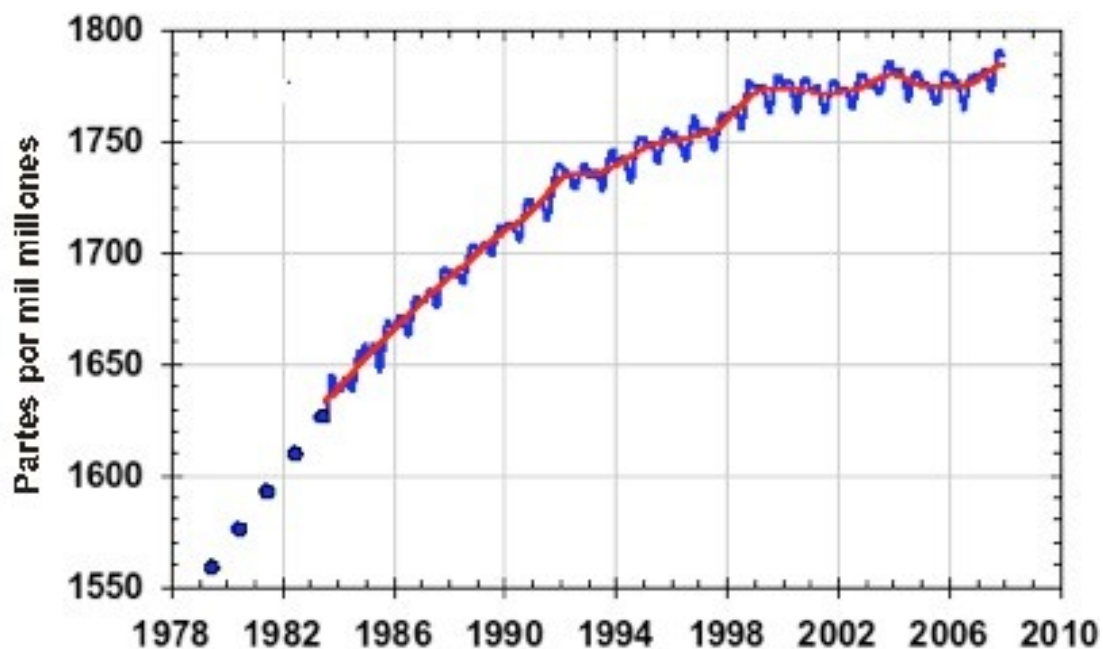


Fig. Concentración global estacional de metano desde Enero de 1978 hasta Diciembre de 2007.
<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/aggi/>

Las razones son desconocidas. Algunos ligan esta desaceleración a cambios en la química atmosférica, que acelerarían la destrucción del metano, y otros piensan más bien en una disminución de las emisiones. Se ha pensado también que el aumento del azufre contenido en los humedales y producido por las lluvias ácidas ha podido perjudicar a las bacterias metanogénicas que allí proliferan (Gauci, 2005).

Sea cual sea la causa, el incremento interanual en el siglo XXI es pequeño, e incluso en el año 2000 experimentó un ligero descenso absoluto (Dlugokencky, 1998; Simpson, 2002; Bousquet, 2006). Hay que tener en cuenta que la vida media en la atmósfera del CH₄ es muy corta, unos 12 años, y que, por lo tanto, los desequilibrios que se producen entre su producción y su destrucción son rápidamente apreciables.

Fuentes de emisión

La agricultura y la ganadería son una de las principales actividades humanas productoras de metano. Todos los años 400 millones de toneladas de metano son producidas por microbios que viven en condiciones anaeróbicas degradando la materia orgánica. Los medios en los que actúan estos microbios son muy variados: el estómago de un rumiante, el interior de un estercolero, un campo inundado para el cultivo de arroz o el fondo de una marisma. El cultivo del arroz sobre enormes extensiones encharcadas, favorece la metanogénesis en los barros de las tierras inundadas.

También la prolífica cabaña mundial de animales rumiantes, en cuyos estómagos, por fermentación entérica, se produce ese gas, ha contribuido al incremento: entre el 5 y el 10 % de la masa del alimento de una vaca se transforma en metano. En Nueva Zelanda, el metano producido por vacas y ovejas es el principal componente de la emisión de gases invernadero: un 40 %. Y en Irlanda el metano de procedencia ganadera supone el 15 % de las emisiones del total de gases invernadero (Dennis, 2004).

Otro factor emisor de metano es la quema de vegetación, especialmente la quema de maleza en las sabanas tropicales que se realiza en la práctica agrícola para fertilizar el suelo. En los fuegos de sabana casi todo el carbono de la biomasa (el 85%) se volatiliza en CO₂ pero entre el 0,1 y el 0,25% lo hace en forma de metano, CH₄ (Delmas, 1991). En los incendios forestales que sucedieron al Niño de 1997-98 también se emitieron cantidades importantes de metano (Van der Werf, 2003). A veces el metano procede del propio suelo del área quemada, sobre todo en los incendios boreales, por descongelación del permafrost.

Recientemente se ha descubierto que también las hojas vivas de los árboles y de las plantas emiten metano. El porcentaje con respecto a las emisiones totales de metano puede ser importante: de un 10% a un 30% de la fuente global, que es de unos 600 millones de toneladas. Son las regiones de bosques tropicales las que más contribuyen, entre 40 y 160 millones de toneladas (Keppler, 2006). Otros cálculos rebajan mucho estas cifras y las estiman entre 10 y 60 millones de toneladas. El debate está aún abierto y se complica por el hecho de que algunas plantas parecen emitir hasta 4.000 veces más que otras (Schiermeier, 2006).

Una fuente de emisión humana muy importante son los vertederos, en donde gran parte de la materia orgánica allí almacenada se degrada en condiciones anaeróbicas y se convierte en metano. La mejora de las prácticas de almacenaje de la basura con el buen sellado de las instalaciones y la recuperación del metano creado, que puede ser utilizado como combustible, pueden reducir las emisiones y de hecho ya lo han hecho en países avanzados.

Otra fuente antrópica de metano en el siglo XX han sido los escapes en las minas de carbón (el peligroso grisú), en las instalaciones defectuosas de extracción de gas natural (el 90 % del cual es metano) y en los cientos de miles de kilómetros de gasoductos construidos para su transporte.

Se ha calculado que en Rusia, que es el mayor productor del mundo de gas metano, se pierde a la atmósfera entre el 1 y el 2,5% (Lelieveld, 2005). Este investigador también escribe que si los escapes de gas natural superasen el 5,6% de la producción, el efecto invernadero producido por las centrales térmicas que utilizan gas natural sería mayor que si utilizarasen carbón. El auge de la utilización energética del metano hará necesario la construcción de más pozos de extracción y de más gasoductos, pero es de esperar que las mejoras técnicas harán disminuir el despilfarro y las fugas a la atmósfera.

En definitiva todavía no se conoce con precisión cual es la concentración global de metano en la atmósfera, que parece ser mucho mayor sobre las selvas y las grandes ciudades. Según el investigador Peter Bergamaschi, las emisiones de metano del Reino Unido están mal calculadas y son el doble de la que los británicos suministraron cuando ratificaron el Protocolo de Kioto. Los franceses por su parte, habrían omitido una tercera parte de sus emisiones (Pearce, 2006).

3. El óxido nitroso

Otro gas invernadero es el óxido nitroso (N_2O), que sobre todo es producido por microbios del suelo en los procesos de nitrificación y desnitrificación naturales y agrícolas, pero también, en menor medida, por la quema de combustibles fósiles. Molécula por molécula, su efecto invernadero es 320 veces más efectivo que el del CO_2 (Liao, 2004). Las emisiones actuales son de unas 7 millones de toneladas anuales.

El desarrollo agrícola y en especial el uso del nitrato de amonio es la causa principal de su incremento en el último siglo, de unas 0,2 ppm a algo más de 0,3 ppm. Su incremento desde 1750 al 2004 produce un forzado radiativo aproximado de 0,2 W/m^2 (IPCC 2007). Su vida media en la atmósfera es muy dilatada, de unos 120 años, y los cambios observados en su concentración atmosférica son lentos.

4. Los halocarburos

Los halocarburos son gases de origen antrópico, de los cuales los más conocidos son los CFCs (CFC-11 y CFC-12).

Acusados de ser los principales causantes de un posible deterioro del ozono estratosférico, ejercen también en la troposfera como gases de efecto invernadero. Al ser de fabricación humana, su concentración era prácticamente nula antes de 1950. Se han utilizado extensamente en los sistemas de refrigeración y como propelentes de los aerosoles en los sprays.

El forzado radiativo que ejercen, en el 2004, es de unos 0,3 W/m^2 (IPCC 2007). Gracias a los protocolos internacionales, derivados del pacto de Montreal, su producción se ha reducido drásticamente y la tendencia de su concentración, tanto en la troposfera como en la estratosfera — en donde son destruidos por la radiación ultravioleta—, ha cambiado de signo y comienza a declinar (Engel, 1998).

Sin embargo, ha aumentado la concentración de los gases que les han sustituido en los aparatos refrigerantes, especialmente la de los HFC's (HFC-23, especialmente), que también producen un forzamiento radiativo considerable.

5. El ozono

Características

El ozono (O_3) es un importante gas atmosférico ya que es el precursor del radical hidroxilo (OH), el cual es el principal agente oxidante, y limpiador, de diversos contaminantes. Pero además el ozono es un potente gas invernadero ya que absorbe la radiación infrarroja de 9 μm , longitud de onda muy cercana a la de máxima emisividad del espectro de radiación de la superficie terrestre. Su forzamiento radiativo, molécula por molécula, es mil veces más potente que el del dióxido de carbono.

El ozono troposférico supone el 10 % del ozono total (el 90 % está en la estratosfera) y en las

latitudes medias del hemisferio norte, en verano, alcanza las 50 o 60 unidades dobson, lo que representa más o menos el 15 % de la columna total de ozono sobre esa región (Chandra, 2004).

El ozono es creado de forma natural por efecto de los rayos solares sobre las moléculas de oxígeno en la propia troposfera y, sobre todo, en la estratosfera, de donde pasa en gran parte a la troposfera gracias al intercambio de aire que se produce en la tropopausa. El ozono es también continuamente destruido de forma natural por la propia insolación y también por reacciones químicas en presencia de diversos elementos como cloro, bromo, óxido nítrico, monóxido de carbono, radicales hidroxilo, etc.

La mayor parte del ozono troposférico de origen antrópico se produce por la oxidación fotoquímica (con luz solar) de hidrocarburos volátiles (VOC) en presencia de óxidos de nitrógeno, NO y NO₂. Este ozono troposférico, por lo tanto, no es emitido directamente a la atmósfera, sino que se forma como un producto secundario, a partir de las reacciones fotoquímicas inducidas por el Sol entre sus precursores primarios: los óxidos de nitrógeno y los compuestos orgánicos volátiles.

La concentración de ozono troposférico evoluciona en ciclos, tanto diurnos como estacionales. La concentración máxima suele alcanzarse a media tarde, en respuesta a las reacciones fotoquímicas producidas por la insolación. Y debido al incremento de la radiación solar ultravioleta, los niveles máximos naturales se suelen producir durante el verano, si bien, durante el invierno, debido a un mayor uso de combustibles, algunas regiones urbanas pueden alcanzar también índices elevados durante los periodos soleados y anticiclónicos. En ausencia de insolación, y por la noche, los óxidos de nitrógeno realizan la función opuesta, la destrucción de ozono, a lo que se añade el saqueo en superficie por parte de la vegetación, del suelo o de la superficie oceánica.

En grandes ciudades soleadas como Ciudad de México, Santiago de Chile, Atenas ... la combinación de los rayos solares con las emisiones de la industria y, sobre todo, del tráfico, acaba produciendo altas concentraciones de ozono durante las horas diurnas. También en las regiones tropicales, la quema de vegetación de selva y de sabana produce reacciones fotoquímicas en la atmósfera que crean ozono.

Aunque globalmente parece casi seguro que existe una tendencia al alza del ozono troposférico, puede haber lugares en las latitudes altas, como algunas ciudades de Escandinavia y Canadá, en donde, debido a la insolación muy débil, los óxidos de nitrógeno de la contaminación producen el efecto contrario: lo destruyen y provocan su disminución (Theodorsen, 1998).

El ozono no está homogéneamente repartido por la geografía del planeta ya que su formación y destrucción depende de los gases y aerosoles precursores y de la insolación, muy diferente según la latitud de cada lugar y según la estación del año.

Aumento del ozono troposférico

A lo largo del último siglo se ha constatado un claro aumento del ozono en la troposfera (aproximadamente en los 10 o 15 primeros kilómetros de la atmósfera). Según el informe 2001 del IPCC este incremento ha sido de un 35 % a lo largo del siglo XX en el hemisferio norte. Es debido: 1) al aumento de la quema de la vegetación con fines agrícolas en las sabanas tropicales, y 2) al aumento de las emisiones de óxidos de nitrógeno y de compuestos volátiles orgánicos, cuya fuente principal son los motores de los automóviles.

Su incremento ha ocasionado en la segunda parte del siglo XX un efecto invernadero importante, pero no es fácil determinar a nivel global su forzamiento radiativo (Brunner, 1998; Brasseur, 1998). El forzamiento es mucho mayor en el hemisferio norte que en el hemisferio sur y latitudinalmente alcanza su valor máximo, según algunos autores, en la franja subtropical, comprendida entre los 20 ° y 30 ° de latitud norte (Roelofs, 1997). El forzamiento radiativo global se estima que está comprendido entre los 0,3 W/m² y los 0,4 W/m², aunque supera los 0,5 W/m² en el Mediterráneo y en el suroeste de Asia (Stevenson, 1998).

Recientemente, el ozono troposférico parece también haber aumentado en Africa, ligado a la

emisión de óxidos de nitrógeno procedentes del incremento de la quema de combustibles fósiles para la obtención de energía (Lelieveld, 2004). Por otra parte, los análisis satelitarios indican que en los últimos años el dióxido de nitrógeno, NO₂, precursor del ozono troposférico, ha disminuido considerablemente en las regiones más pobladas e industriales de Europa y en Estados Unidos pero sigue aumentando de forma importante en China (Richter, 2005)

Aparte del forzamiento radiativo, un efecto indirecto del aumento del ozono troposférico sobre el clima puede derivar del hecho de que es perjudicial para el normal desarrollo de la fotosíntesis y, por lo tanto, puede suponer una menor absorción del CO₂ atmosférico por parte de la vegetación (Loya, 2003).

Disminución del ozono estratosférico

El 90 % del ozono se encuentra en la estratosfera. Si tomamos como origen de referencia el año 1979, es posible que el aumento del ozono troposférico se haya visto contrarrestado en algunas regiones por una disminución del ozono de la baja estratosfera, en donde se encuentra la mayor proporción de su masa. Este declive del ozono estratosférico habría producido un forzado negativo de entre -0,1 y -0,2 W/m² (IPCC 2007). El signo negativo se debe a que el incremento de la cantidad de energía solar directa, que se recibe en superficie tras una hipotética disminución del espesor de la capa de ozono, es ínfima, pues la radiación solar ultravioleta absorbida por el ozono sólo representa un pequeño porcentaje de la energía total recibida del Sol, menos del 0,04%. Este pequeño incremento de la energía solar entrante es menor que el aumento de la energía infrarroja saliente no retenida, que resulta de la disminución del ozono de la baja estratosfera. Por lo tanto, el efecto neto de la disminución del ozono estratosférico es, en principio, sin tener en cuenta otros efectos sobre la circulación atmosférica que analizaremos posteriormente, el de enfriar la superficie de la Tierra.

La evolución de la masa global de ozono (troposférico y estratosférico) desde 1979, año en que comienzan las mediciones satelitarias, es bastante compleja (Bodeker, 2001). Se suele dar por descontado que ha habido una tendencia general y continua a la baja. Sin embargo, una observación más detallada de su gráfica de evolución indica que, aparte de las fuertes caídas que siguieron a las erupciones volcánicas del Chichón (México, Abril 1982) y del Pinatubo (Filipinas, Junio 1991), no ha existido, al menos desde 1983, una tendencia clara, ni a la baja ni al alza. Por ejemplo, en las latitudes medias del hemisferio norte (35-60°N) ha habido un claro aumento desde 1993 hasta el 2005, atribuible principalmente a cambios en la circulación estratosférica, lo que sitúa la concentración de ozono de este año al mismo nivel que en 1985 (Hadjinicolaou, 2005).

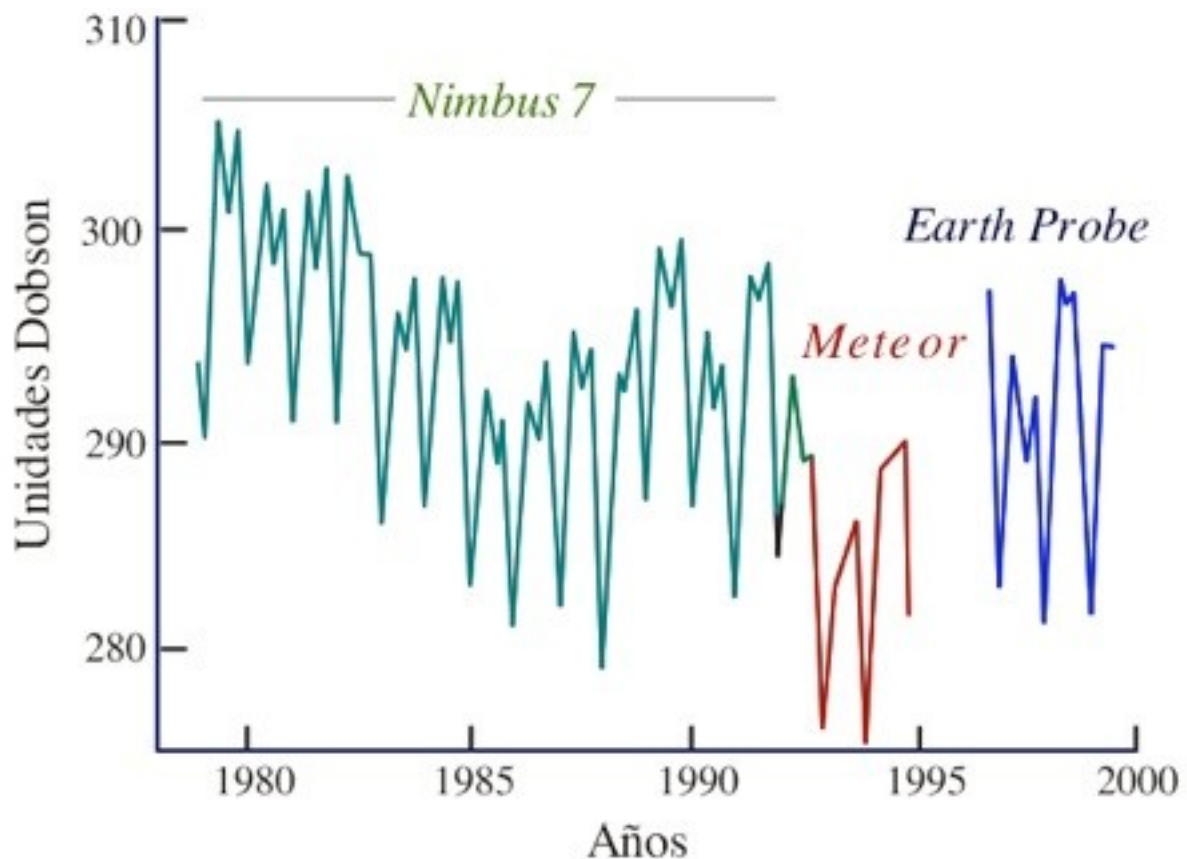


Fig. Ozono global (entre 65°N y 65°S) (versión 7) Evolución del espesor medio medido por los aparatos TOMS transportados por tres satélites sucesivos, durante el período 1979-2000.

Sobre el futuro del ozono estratosférico existen muchas incógnitas, debido al posible enfriamiento de la estratosfera por causa del incremento del CO₂ (Dameris, 1998). El CO₂ no solamente es un eficiente absorbente de radiación infrarroja sino que también es un excelente emisor de este tipo de radiación. En los niveles estratosféricos la emisión de radiación infrarroja emitida por el CO₂ se escapa en gran parte hacia el espacio exterior. Por lo tanto, el CO₂ actúa allí enfriando la estratosfera. Probablemente este enfriamiento estratosférico provocado por el incremento del CO₂ y por el propio aumento del ozono troposférico (que atrapa en las capas bajas la radiación terrestre saliente) conlleve la formación de nubes polares estratosféricas más abundantes. Por eso es posible que la destrucción de ozono que se produce en estas nubes aumente y que sean más profundos los "agujeros" estacionales que se forman en las latitudes altas.

Otro de los motivos por el cual podría aumentar la frecuencia de nubes polares estratosféricas, y la consiguiente destrucción de ozono, es el incremento del vapor de agua. El metano es la principal fuente de humedad de la estratosfera, en donde su oxidación acaba produciendo dióxido de carbono y agua. A pesar de la escasez de las mediciones, hay indicios de que el vapor de agua en la estratosfera ha ido aumentando a razón de un 1% anual en las últimas tres décadas (Oltmans, 2000). Una mayor concentración de agua en la estratosfera facilitaría la formación de nubes. Además, el vapor de agua provoca, al igual que el CO₂, un efecto neto de enfriamiento en la baja estratosfera (Forster, 1999), que también contribuiría a una mayor frecuencia de las nubes polares estratosféricas.

Sin embargo, el enfriamiento de la estratosfera es posible que haga aumentar el ozono estratosférico de las zonas templadas y tropicales, pues allí se reduce la velocidad de las reacciones naturales de química homogénea (gas-gas) que destruyen el ozono y que equilibran el proceso de formación de ozono por la acción del Sol sobre el oxígeno. A este factor de disminución de la destrucción natural hay que añadir la posible disminución del cloro libre, destructor de ozono, debido a la prohibición de CFC's firmada en el Protocolo de Montreal de 1987.

Finalmente no hay que olvidar que la química de destrucción heterogénea del ozono estratosférico está también muy ligada al estado de suciedad de la estratosfera, provocado por las erupciones volcánicas cataclísmicas (Deshler, 1998), por lo que la incógnita sobre su desarrollo futuro es aún indescifrable. Así, el Pinatubo, en una enorme erupción de tipo pliniano, eyectó a la atmósfera en Junio de 1991 unos 5 km³ de material piroclástico y cenizas, y unos 17 millones de toneladas de SO₂ (Kress, 1997). Gran parte de la masa de gases alcanzó la estratosfera, formando una capa de aerosoles sulfatados que progresivamente fueron cubriendo todas las latitudes. Hubo una pérdida considerable en la concentración de ozono estratosférico, debido a la agudización de las reacciones de destrucción química heterogénea de ozono en el interior de las nubes sulfatadas, registrándose hasta un 8 % de disminución durante algunos meses sobre Europa. Parece interesante señalar que esta importante variación registrada en la química estratosférica del ozono indica la posibilidad de que en el pasado hubiese habido destrucciones aún más masivas de ozono con motivo de erupciones mucho más poderosas. Entonces, un cambio brusco en la concentración de ozono estratosférico probablemente ocasionaría complejos cambios en la circulación atmosférica, dada la importancia del ozono en las distribuciones verticales de energía.

6. Aerosoles antrópicos

Tendencias

Una de las cuestiones más importante sobre la influencia humana en el clima presente es el efecto de los aerosoles antrópicos, minúsculas partículas que quedan suspendidas en el aire y que son producto de la quema de combustibles fósiles y de los incendios de bosques y sabanas. Pero estamos aún lejos de llegar a comprender su repercusión en el clima global, debido, por una parte, a la superposición de efectos directos e indirectos y, por otra parte, debido al comportamiento radiativo diferente que muestran los aerosoles según su tipo, tamaño y forma (Shrope, 2000; Ramanathan, 2001; Shekar, 2005; Kaufman, 2006).

Una de las posibles consecuencias del aumento de los aerosoles antrópicos, entre la década de los años 1960 y de los años 1990, ha podido ser el llamado retóricamente "oscurecimiento global" ("global dimming"). Desde el Año Geofísico Internacional 1957/58 se vienen realizando mediciones con piranómetros a escala global del flujo de radiación solar que llega a la superficie. Aunque el número de aparatos es reducido, los resultados de la tendencia durante estas tres décadas no dejan de ser sorprendentes: un oscurecimiento casi global de 6 a 9 W/m², con una reducción de nada menos que 20 W/m² en regiones como Rusia. Sólo unas pocas regiones como Australia y Japón se libran de ello. Hay además otros indicios de que el oscurecimiento tuvo lugar. En primer lugar se registró una disminución de la evaporación, que pudo estar ligada a una disminución de la insolación; en segundo lugar hubo una disminución de la amplitud térmica entre la noche y el día, lo que también concuerda con una disminución de la insolación; y en tercer lugar se registró también una disminución de la visibilidad en las estaciones registradoras (Stanhill, 2005).

Sin embargo, en los últimos 15 años (1990-2004) la tendencia parece haberse invertido y lo que ha habido es un aumento de la insolación recibida en superficie ("global brightening") comparable a la disminución ocurrida anteriormente. Los cambios son probablemente debidos a una mejor transmisión atmosférica de la radiación solar, por una disminución de los aerosoles y un aumento de la claridad de los cielos (Wild, 2005; Pinker, 2005).

El efecto radiativo de los aerosoles no es fácil de medir, especialmente sobre los continentes. Todavía lo es menos hallar una media global, ya que la heterogeneidad regional de la concentración de aerosoles es muy grande, al igual que su variabilidad. Un estudio satelitario reciente lo ha calculado sobre el océano y en días claros y ha concluido que es de entre -3,8 y -6,0 W/m².

El forzamiento parcial atribuible a los aerosoles de origen antrópico es aproximadamente -1,4 W/m² (Kaufman, 2005). Sobre los océanos se ha calculado que es de -2,3 W/m² en el hemisferio norte y de -0,8 W/m² sobre el hemisferio sur (Christopher, 2006). Ahora bien, si se añade el efecto indirecto del aumento de nubosidad que provocan los aerosoles antrópicos, que puede ser del 5%, la

luz solar recibida en superficie puede disminuir en unos 5 W/m^2 , que es bastante más que el incremento radiativo de radiación infrarroja debido al aumento de los gases invernadero ($2,4 \text{ W/m}^2$) (Bréon, 2006). Otros estudios indican un forzamiento radiativo global directo de $-1,6 \text{ W/m}^2$ e indirecto (por el aumento de nubosidad) de $-1,4 \text{ W/m}^2$ (Matsui, 2006).

Aerosoles sulfatados

Los registros en los hielos de Groenlandia muestran que las concentraciones de sulfatos (y de nitratos), crecieron considerablemente durante el siglo XX (Mayewski, 1990).

Debido a la utilización de combustibles fósiles —carbón, petróleo, gas— que siempre contienen impurezas de azufre, las actividades humanas emiten a la atmósfera cada año unos 60 millones de toneladas de azufre en forma de SO_2 . Se alcanzó un pico en el año 1989 con unos 70 millones de toneladas (Streets, 2007).

Aparte de las emisiones industriales y agrícolas, también se han de tener en cuenta las emisiones de SO_2 y de NO_x de los barcos, que afectan especialmente a las áreas oceánicas del hemisferio norte y que, al aumentar la nubosidad baja estratificada, hacen aumentar el albedo (Capaldo, 1999). Se calcula que las emisiones de SO_2 por parte de la navegación marina alcanzan el 5 % de las emisiones globales y las emisiones de NO_x llegan al 10 % (Lawrence, 1999).

En el aire, el dióxido de azufre emitido se combina con el agua atmosférica y se forma ácido sulfúrico, que, a su vez, se disuelve en las gotas de agua en forma de iones de sulfato. El resultado es la formación de nubes amarillentas capaces de reflejar la luz solar. Estos estratos sulfatados reducen la transparencia atmosférica, que se suele cuantificar con el índice AOD (aerosol optical depth), y hacen que disminuya la insolación en la superficie de las áreas contaminadas (Kiehl, 1993). Globalmente se calcula que contribuyen en un tercio del total de la pérdida de luminosidad.

En la troposfera los aerosoles sulfatados no suelen durar sino unos cuantos días ya que, disueltos en agua, suelen precipitar rápidamente en forma de lluvias ácidas. Debido a su corta residencia atmosférica, la contaminación por sulfatos, que se produce sobre todo en regiones industrializadas, no se reparte por igual en todo el planeta, sino que tiene un fuerte carácter regional (Taylor, 1994).

Efecto directo

Los modelos climáticos indican que en el conjunto del hemisferio norte su forzado negativo es aproximadamente de -1 W/m^2 , mientras que en el hemisferio sur su influencia es casi nula. Globalmente es de unos $-0,5 \text{ W/m}^2$ (IPCC, 2007). En algunas regiones industriales, el forzado negativo alcanza los -4 W/m^2 , que es superior al forzado positivo provocado por las emisiones antrópicas de los gases invernadero. Es quizá por eso que, por ejemplo, en la región industrial de la cuenca de Sichuán, en China, se ha producido en las cuatro últimas décadas una tendencia al enfriamiento de las temperaturas de superficie (Qian, 2000).

Efecto indirecto (más nubosidad)

Un efecto indirecto de enfriamiento de la superficie terrestre, provocado por la influencia de los aerosoles sulfatados en las características de la nubosidad, puede ser tan importante como el efecto directo de enfriamiento analizado anteriormente. Según el IPCC 2007 es de unos $-0,7 \text{ W/m}^2$.

Las partículas sulfatadas influyen en la formación de nubes, debido a que son excelentes núcleos de condensación del vapor de agua, lo que provoca una mayor concentración de gotitas por unidad de volumen. El resultado es que aumenta el albedo de las nubes, ya que aumenta el área total de la superficie en donde se reflejan los rayos solares. Además, el incremento de la concentración de gotitas viene acompañado por una disminución de su tamaño medio (Bréon, 2002). Esto hace que las nubes sean menos efectivas en la formación de gotas que tengan suficiente tamaño como para precipitar, por lo que se disipan más lentamente. De este modo, la duración de las nubes estratificadas se prolonga y hace que aumente la cobertura nubosa.

En definitiva, la obtención de energía a partir de combustibles fósiles produce un incremento del

CO₂, con un efecto de calentamiento, y un incremento de los aerosoles sulfatados, con un posible efecto opuesto, de enfriamiento. Se ha argumentado que en las décadas transcurridas entre 1.940 y 1.970, el desarrollo de la industria pesada y la utilización de combustibles sucios, con mucho azufre, provocó que los aerosoles sulfatados tuviesen más influencia enfriando la superficie, que los gases invernadero calentándola. Eso es lo que explicaría el descenso global de las temperaturas durante ese período, a pesar del fuerte crecimiento que experimentaron las emisiones de CO₂. Sin embargo, esta teoría del enfriamiento causado por los aerosoles contradice un hecho importante: el hemisferio sur, a pesar de una presencia menor de aerosoles, no se ha calentado en este siglo más que el hemisferio norte.

Si fuese cierto que los aerosoles enfrían la superficie, habría que tener en cuenta también que tienen un tiempo de residencia atmosférico mucho menor que el de los gases invernadero y, por lo tanto, a largo plazo, la función de éstos debe prevalecer. Así, paradójicamente, si se acabara de golpe con todos los procesos de combustión, se asistiría a corto plazo a un recrudecimiento del calentamiento del planeta, ya que los aerosoles sulfatados se depositarían en el suelo en muy poco tiempo y la atmósfera quedaría limpia y transparente a la radiación solar, mientras que el CO₂ emitido estos últimos años seguiría actuando durante un período aún muy largo, hasta que lentamente fuese de nuevo absorbido por los océanos y la litosfera. Por lo tanto, a corto plazo y sobre todo en el hemisferio norte, en unos pocos años desaparecería el efecto de enfriamiento de los aerosoles, mientras que el efecto de calentamiento del CO₂ iría desapareciendo mucho más lentamente.

Existen aún muchas incertidumbres en el cálculo del forzamiento radiativo provocado por estos efectos de los aerosoles sulfatados (Kiehl, 1999; Anderson, 2003). Por ejemplo, ciertos compuestos gaseosos de azufre pueden combinarse con las partículas de sal en suspensión y formar partículas más grandes que los aerosoles de sulfato puro. Las partículas más grandes reflejan menos luz solar y, por lo tanto, no sería tan negativo el forzado radiativo.

También puede ocurrir que ciertos aerosoles ayuden a la “glaciación” de las nubes, esto es a que se formen en ellas cristallitos de hielo que facilitan la precipitación, con lo que cambian también los efectos radiativos (Lohmann, 2002).

Es también posible que, en las regiones oceánicas tropicales, los aerosoles sulfatados, no sólo reflejen, sino que también absorban radiación solar, de tal forma que se caliente el aire y disminuya la formación de los pequeños cúmulos marinos que se suelen formar en las zonas en donde soplan los alisios. La disminución del albedo haría que los aerosoles tuviesen en definitiva en algunas zonas marinas un efecto de calentamiento superficial (Ackerman, 2000).

Sean cuales sean sus complejos efectos, desde hace unos cuantos años, las regiones más desarrolladas del este de Norteamérica (Husain, 1998) y de Europa han reducido sensiblemente los niveles de emisión de SO₂, gracias a la utilización de combustibles menos impuros en azufre, al cierre de industrias derrochadoras de energía y también gracias a la modernización de las centrales térmicas de electricidad y de las industrias que consumen mucha energía.

Por el contrario, en los países en vías de desarrollo y, especialmente, en regiones de rápido desarrollo industrial y de gran consumo de carbón, como en el este de China, resulta más difícil reducir las emisiones de SO₂, de tal forma que actualmente las emisiones en China superan a las del conjunto de Estados Unidos y de Europa, si bien en los últimos años (1996-2000) la tendencia también ha sido a la baja (Streets, 2001).

La insolación en superficie ha disminuido en las zonas industriales más contaminadas de India y China, como en la cuenca de Sichuán, debido a la neblina producida principalmente por el polvo, el hollín y los aerosoles sulfatados, que tienen su origen en la quema de carbón, ya sea en las industrias o en los hogares. Esto ha provocado que en las últimas décadas las temperaturas máximas del verano tiendan a ser menores (Kaiser, 2002) (Qian, 2006).

Otra posible consecuencia de los estratos bajos debidos a la contaminación es que en algunas regiones de China e India, los aerosoles, al calentar la troposfera y enfriar la superficie, pueden

reducir el gradiente vertical térmico y hacer que disminuya la convección del aire, la formación de nubes de desarrollo vertical y, en última instancia, las precipitaciones (Zhao, 2006).



Fig. Fotografía de satélite del norte de la India y de Bangla Desh. Un velo de aerosoles en suspensión (haze) cubre el valle y el delta del Ganges (cortesía NASA).

Hollín o carbonilla (black carbon)

Otro aerosol antrópico no desdeñable es la carbonilla (black carbon), producido en los incendios de bosques y maleza, así como en la deficiente combustión tanto de combustibles fósiles (carbón y petróleo), como, sobre todo, de biomasa o biofuel (madera, carbón vegetal, desechos agrícolas, estiércol seco).

El hollín atmosférico está compuesto de partículas muy finas, cuyo elemento principal es el carbono elemental en forma de grafito. Estas partículas flotan en el aire y crean un velo de calima que cubre frecuentemente algunas regiones del mundo densamente pobladas, como el norte de India y el nordeste de China (Chameides, 2002).

La carbonilla es fundamentalmente el producto de una combustión incompleta, por lo que depende no solamente de la cantidad de combustible quemado sino sobre todo de la eficacia de la combustión. A lo largo del siglo XX, en los países industrializados ha mejorado sensiblemente la eficacia en el uso del carbón en las centrales térmicas y en los motores diesel, por lo que ha disminuído la contaminación atmosférica de carbonilla. La desaparición de las estufas y calentadores domésticos a base de carbón ha tenido una influencia indudable en ciudades como Londres por ejemplo. Por el contrario, en los países en vías desarrollo, como en China y en la India, apenas se ha comenzado ahora a adoptar medidas de limpieza y de eficiencia energética en el uso

del carbón y del gasoil de los motores diesel, por lo que la contaminación por hollín atmosférico es allí muy elevada.

Estas emisiones de origen industrial y del sector transporte son además superadas por las emisiones procedentes de la quema de madera, carbón vegetal, desechos agrícolas y estiércol en las cocinas tradicionales (Novakov, 2003; Venkataram, 2005). Se calcula que en la India las emisiones de hollín proceden en un 33 % de la quema de maleza y bosques y en un 42 % de la combustión de biofuel en los hogares. El hollín producido por la combustión de carbón y biocombustibles en los hogares chinos, especialmente rurales, sigue siendo también muy importante: representa el 10 % de las emisiones globales, más que las emisiones totales de Estados Unidos o de Europa (Streets, 2005).

Finalmente es pertinente señalar que el hollín producido en las cocinas de los hogares del Tercer Mundo, que utilizan madera y carbón vegetal, provocan al año millones de muertes prematuras, especialmente infantiles, debido al desarrollo de enfermedades respiratorias. Su sustitución por el uso de combustibles fósiles y de electricidad las reduciría drásticamente. La deforestación se vería también frenada. El mayor consumo de madera, en forma de madera natural y de carbón vegetal, se da en el África Subsahariana. En el año 2000 se consumieron allí 470 millones de toneladas, lo que equivale a 720 kilogramos de madera por habitante (Bailis, 2005).

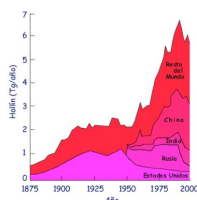


Fig. Emisiones anuales de hollín (black carbon), producto de la quema de combustibles fósiles en varias regiones del mundo desde 1875.

Al contrario de lo que ocurre con los aerosoles sulfatados, el hollín es un mal reflectante de la energía solar y, debido a su color oscuro, un buen absorbente no sólo de la luz que llega directamente de arriba, sino también de la que se refleja en el suelo y llega desde abajo. Su efecto global es el de un calentamiento de la troposfera en su conjunto, si bien en superficie, debajo de las nubes sucias, puede producir un enfriamiento.

Estudios en el Golfo de Bengala indican que puede producir una pérdida de 25 W/m² en la radiación solar de onda corta que llega a la superficie. Esta pérdida se desglosa en un aumento de 18 W/m² de absorción atmosférica y una disminución de la luz que se refleja desde la atmósfera y se pierde hacia el espacio extraterrestre de 7 W/m² (Sumanth, 2004). Otros resultados son aún más drásticos. En la ciudad de Kanpur, en el valle del Ganges, la disminución de la radiación solar que llega a superficie debido al hollín es de 62 W/m² y la disminución de la reflejada en el tope de la atmósfera es de 9 W/m².

Según algunos modelos recientes, el forzamiento radiativo neto del hollín sobre la superficie terrestre, a escala global, es de 0,55 W/m², un valor semejante al causado por el aumento del metano (Jacobson, 2001), o incluso de 0,8 W/m² (Hansen, 2001; Hansen, 2004). Esta cifra, sin embargo, sigue siendo muy incierta, e incluso algunos estudios se inclinan más bien por pensar que, si añadimos el efecto de los aerosoles carbonáceos de origen biológico, de tamaño más pequeño y peores absorbentes, prevalece el efecto directo de enfriamiento de la superficie.

Otro efecto del hollín es que puede ensuciar las superficies cubiertas por hielo y nieve y disminuir su albedo. Quizás en zonas blancas y sensibles, como los hielos del Ártico, tengan influencia en el calentamiento superficial. El informe del IPCC 2007 atribuye a la nieve sucia un forzamiento de 1 W/m².

La presencia de hollín puede repercutir también en las precipitaciones. En regiones como el Amazonas, el aumento del humo procedente de la quema de extensas áreas de bosque, puede provocar un calentamiento de la atmósfera y un enfriamiento de la superficie. De esta forma se reduce el gradiente vertical de temperatura y la nubosidad convectiva, lo que acaba resultando en

una mayor insolación y un calentamiento superficial (Koren, 2004). También su presencia puede influir en el régimen de precipitaciones de India y de China.

Capítulo 19. Pronósticos y estrategias para el clima futuro

1. Pronósticos

2. Energías alternativas y medidas fiscales

3. Mejora de la eficiencia energética

4. Captura y almacenamiento del CO₂

5. Absorción biológica

6. Protocolo de Kyoto

1. Pronósticos

Según los modelos de circulación atmosférica (IPCC, 2007) el calentamiento global que se habrá producido cuando se haya duplicado la concentración atmosférica de CO₂ oscilará entre 2°C y 4,5°C, con un valor más probable de unos 3°C. Existen aún muchas incertidumbres en las formulaciones utilizadas, especialmente en lo que respecta al papel del vapor de agua y también en lo concerniente a la variabilidad interna y natural del sistema climático. También son múltiples los escenarios posibles respecto a cómo afectará la acción humana a la composición química de la atmósfera futura, por lo que es imposible saber cuándo se duplicará el CO₂, si en el siglo XXI, en el siglo XXII, o nunca.

Algo más creíbles son las proyecciones numéricas a más corto plazo, ya que por lo menos minimizan el peso de las incertidumbres con respecto a la concentración de CO₂ (Stott, 2002). Así, para la década 2020-2030, los modelos indican un aumento medio de entre 0,5°C y 1,1°C con respecto a la década 1990-2000, muy diferente según la latitud de que se trate. A grandes rasgos, la temperatura anual media de las latitudes tropicales aumentaría menos de 0,5°C, la de las latitudes medias entre 0,5°C y 1°C, y la de las latitudes altas más de 1°C (Zwiers, 2002).

Choca con la fiabilidad de los modelos el que durante las últimas décadas la Antártida, una de las regiones que más debería haberse calentado, en su conjunto no lo ha hecho. Algunos lo atribuyen a que la disminución en el ozono y el aumento de los gases invernadero han enfriado la estratosfera y han aumentado la fuerza del vórtice de vientos circumpolar, el índice SAM (Southern Annular Mode), aislando el interior del continente de la influencia moderadora de las masas de aire marino (Carril, 2005).

A pesar de los posibles beneficios que el aumento moderado de las temperaturas y el incremento del CO₂ podría reportar a la humanidad a corto plazo (menos frío en invierno, una mayor temporada de crecimiento vegetativo, más biomasa a escala global, etc), existe una amplia mayoría de opinión, expresada por organizaciones científicas, políticas, sociales y medios de comunicación, que piensa que serán mayores los perjuicios, por lo que prefieren que se haga algo para reducir las emisiones. Pero ... ¿hacer qué?

Es difícil que en los próximos años se ralentice a nivel global el consumo energético y que disminuyan las emisiones de CO₂. En casi todos los países el consumo energético del sector de los transportes—automóviles, barcos y aviones— sigue aumentando. Y en los países de mayor potencial de crecimiento económico, como China y la India, mucho más. Es cierto que en los países más avanzados se produce una tendencia a la baja en las emisiones procedentes de la industria, pero esto se debe a que los avances tecnológicos permiten que cada vez se utilice menos energía por unidad de valor producido, cosa que no ocurre aún en la gran mayoría de los países subdesarrollados. Pero, a pesar de la dificultad, ¿qué estrategias globales son posibles para que la concentración de CO₂ en la atmósfera no siga aumentando?

2. Energías alternativas y medidas fiscales

Una solución podría ser la sustitución de los combustibles fósiles por otras fuentes de energía. En especial, en el campo de la producción eléctrica. El problema es que las energías auténticamente alternativas, hoy por hoy, son la energía nuclear y la hidroeléctrica. La energía nuclear tiene serios inconvenientes ecológicos y políticos, por sus riesgos de accidente, la gestión de los residuos y el enriquecimiento del uranio, ligado a la proliferación de las armas nucleares. La energía hidroeléctrica, por su parte, exige la alteración de las cuencas en las que se construyen las presas. La energía eólica y solar (más aceptables por la opinión mayoritaria), sólo pueden aspirar, a escala global y en el plazo de décadas, a sustituir a los combustibles fósiles en un pequeño porcentaje en la producción de electricidad. Actualmente representan menos del 1%.

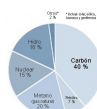


Fig. Fuentes de la electricidad global en 2005.

En segundo lugar, se puede intentar un menor consumo de combustibles fósiles, que se conseguiría mediante políticas fiscales que tasasen aún más la utilización de esas energías. Es obvio que los problemas de estas medidas radican en que los gobiernos deberían subir los precios de la gasolina, de la electricidad y del gas de calefacción. Y los impuestos al carbón frenarían el desarrollo de los grandes países emergentes, China e India.

En el sector del transporte, hasta que no se encuentren y se comercialicen nuevos métodos de propulsión de los vehículos como las células de combustible (fuel-cells) a base de hidrógeno, los coches eléctricos y aumente el uso de biocombustibles como el etanol, el incremento del parque mundial de automóviles de gasolina hará que las emisiones netas de CO₂ sigan aumentando en las próximas décadas.

3. Mejora de la eficiencia energética

En la era precedente a la subida espectacular de los precios del petróleo de 1973 la eficiencia energética mejoraba lentamente, pero desde que los precios se multiplicaron, el empeño puesto en la investigación en los campos del transporte, de la industria y de los edificios, hizo que mejorara espectacularmente. Así, por ejemplo, en el año 2000 el consumo eléctrico de un frigorífico era la cuarta parte del que tenía uno similar en el año 1975, o el consumo de gasolina de un automóvil, menos de la mitad del consumo de un automóvil del mismo peso en 1975. En realidad, en todos los campos de la producción, no sólo industrial, sino también agrícola, las mejoras de eficiencia han sido y pueden ser un paliativo importante al previsible crecimiento de las emisiones que resultarán del desarrollo económico durante el siglo XXI de grandes naciones como India o China (Rosenfeld, 2000).

Uno de los caminos elegidos hasta ahora ha sido el ir dando preponderancia a la utilización del gas natural (que se compone fundamentalmente de metano) sobre el petróleo y el carbón. Por unidad de energía producida, las emisiones de CO₂ de las centrales térmicas de producción eléctrica son entre un 30 y un 40 % inferiores a las que utilizan fuel-oil o carbón. La combustión de gas natural para la obtención de energía eléctrica emite aproximadamente 500 gramos de CO₂ por cada kWh producido, el petróleo 700 gramos por kWh y el carbón 900 gramos por kWh.

El carbón sigue imperando en la producción mundial de electricidad, ya que es un recurso muy repartido geográficamente y más barato. Sus reservas conocidas son muy importantes, suficientes para ser explotadas durante siglos. No es de esperar, en países tan importantes como China o la India, que su utilización decline pronto. Cada año en China se construyen unas cien centrales térmicas de carbón con una capacidad total de 75.000 MW (cifra equivalente a casi dos veces la electricidad punta consumida en España). La mejora de la eficiencia de las centrales térmicas de carbón podría incluso hacerlas aún más rentables frente a otras fuentes de energía.

Hasta hace poco se temía que los recursos de gas natural fuesen escasos, pero se han descubierto en los últimos años enormes depósitos de metano atrapado en el subsuelo de extensas regiones continentales y costeras. Otro incremento importante de las reservas explotables se basa en las mejoras de extracción de gas, por fracturación hidráulica, contenido en extensas capas de lutita (una especie de pizarra blanda) impregnadas de él.

De todas formas, en el balance final de la eficiencia del gas natural no hay que olvidar los escapes que se producen en las explotaciones y durante el transporte. Como el metano tiene un poder de calentamiento molécula por molécula muy superior al CO₂, estos escapes pueden provocar que en la práctica no haya ventaja en la sustitución de las centrales térmicas de carbón. Estos escapes de gas inutilizable, a veces voluntarios, son no sólo de metano, sino también de CO₂, ya que el gas natural suele contener un 20 % en volumen de CO₂, (como subproducto del que es necesario deshacerse antes de producir un gas natural de calidad y que sea susceptible de ser transportado por un gaseoducto). En Canadá, Noruega, Indonesia, Australia, funcionan ya sistemas de reinyección de este CO₂ sobrante en los yacimientos agotados de gas natural y petróleo, y no parece que existan problemas técnicos insuperables ya que estos depósitos han demostrado su perfecta estanqueidad a lo largo de muchos millones de años.

En cuanto al petróleo, las técnicas de prospección van permitiendo descubrir nuevas reservas, como recientemente ha ocurrido en las costas de Brasil. Además la explotación de crudos pesados, como los de la Faja del Orinoco, en Venezuela, disipa o aminora la preocupación que existía hace unos años sobre su escasez a corto plazo. No obstante presenta diversos inconvenientes: uno de ellos son los peligros ecológicos de derrame y de mareas negras en los accidentes que se producen durante su traslado por tierra y mar desde las zonas productoras a las zonas consumidoras. Otro es el acaparamiento de la oferta por unos cuantos países exportadores y la inestabilidad de su precio debido a factores geopolíticos.

4. Captura y almacenamiento del CO₂

Otras tecnologías posibles que se proyectan para paliar el incremento del CO₂ atmosférico se basan en la captura y el almacenamiento de CO₂ antes de ser arrojado al aire (CCS, Carbon Capture and Storage) (Dessus, 1993; Schiermeier, 2006). No es fácil, pues las cantidades producidas son ingentes. Por ejemplo, una central térmica de carbón de una potencia de 1.000 MW produce 2,5 millones de toneladas anuales de CO₂. Uno de los métodos en experimentación es el de la inyección y secuestro de CO₂ en los propios pozos de petróleo y de gas explotados. Para ello se necesita realizar la conexión entre las plantas utilizadoras del combustible, ya sea gas, petróleo o carbón y los pozos en donde se realiza el secuestro. Esta conexión podría realizarse con gasoductos o con barcos gaseros. Un gran gasoducto de CO₂ se construye ya entre una planta de synfuel (fuel sintético obtenido del carbón) situada en North Dakota y un pozo de petróleo en Canadá, en donde es reinyectado para facilitar la extracción de más petróleo.

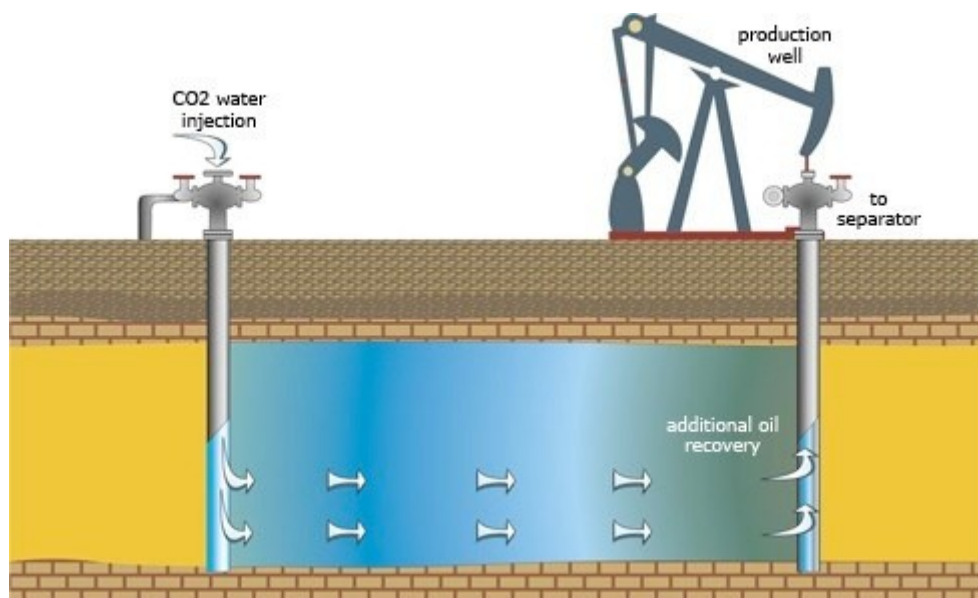


Fig. Inyección de CO₂ en el subsuelo, para recuperación de petróleo en campos semiagotados.

http://www.basinelectric.com/Energy_Resources/Gas/CO2_Sequestration/

En el campo del transporte la tarea es todavía más difícil: recoger el CO₂ emitido de forma difusa por la combustión de la gasolina de los automóviles (unos 2,4 kg de CO₂ por litro de gasolina, o unos 150 gramos de CO₂ por cada kilómetro de recorrido) es prácticamente imposible.

Otro de los posibles lugares de almacenamiento del CO₂ secuestrado podría ser el océano. Tras licuarlo por compresión, se podría inyectar en las profundidades marinas. Experimentos de este tipo se han realizado ya en la bahía de Monterrey, en California. De todas formas existen todavía muchas incertidumbres respecto a los efectos biológicos y desequilibrios ambientales que se podrían ocasionar con todas estas técnicas de secuestro masivo de CO₂ en el mar (Chisholm, 2001; Seibel, 2001).

Existen proyectos todavía más teóricos, y costosos, de neutralizar el CO₂ para formar carbonatos estables e insolubles, o bicarbonatos solubles, a base de neutralizar el ácido carbónico con iones básicos de magnesio y de calcio, y también de sodio y potasio (Lackner, 2003).

5. Absorción biológica

La forma más natural de amortiguar el incremento del CO₂ atmosférico son los cambios en los usos del suelo que potencien el efecto sumidero, ya sea del propio suelo, o de la vegetación. Un bosque nuevo puede absorber 10 kg de carbono por metro cuadrado de plantación.

La biomasa terrestre está ya aumentando de una forma natural y absorbe gran parte del CO₂ proveniente de las emisiones antrópicas. La producción primaria neta (NPP) (producción primaria bruta menos lo consumido por las propias plantas en la respiración/descomposición) asciende en la actualidad a unos 50 PgC/año (Cramer, 1999).

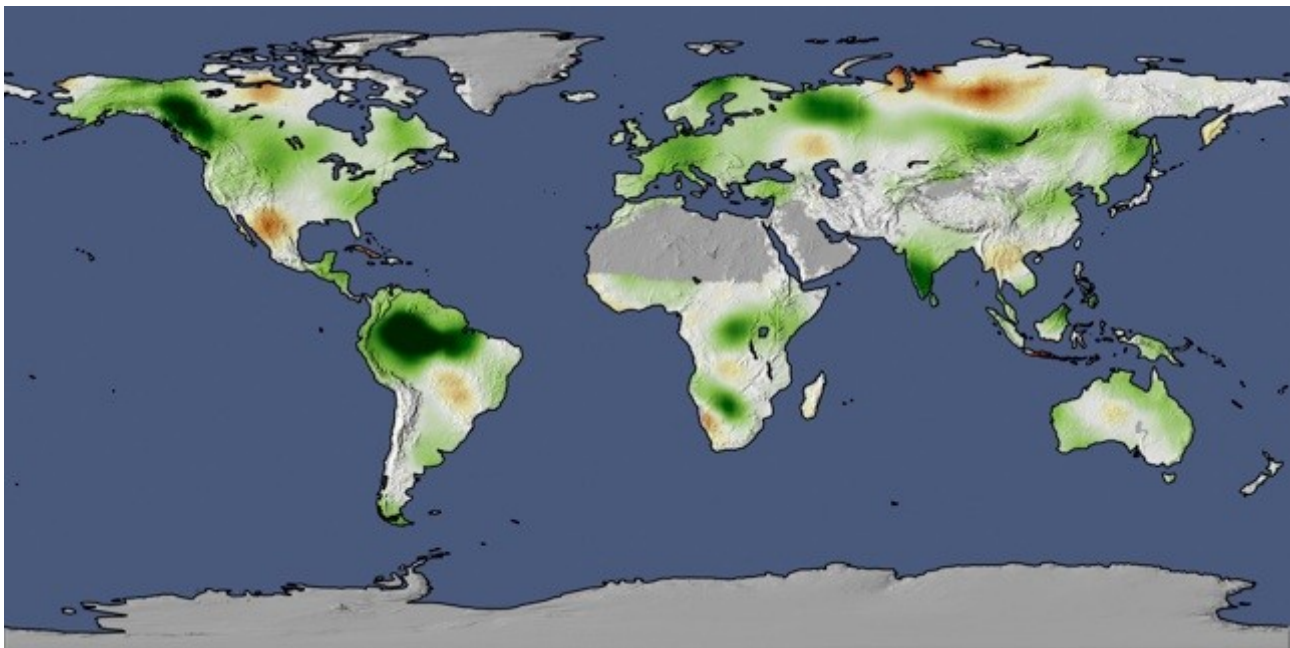


Fig. Cambio anual de la producción primaria neta (NPP) en el planeta entre 1982 y 1999 según estudios satelitarios. Aumentó en las zonas dibujadas en verde (Nemani, 2003).

<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/GlobalGarden/>

El reforzamiento de este efecto podría lograrse con un mayor desarrollo de las políticas de reforestación, con el control de la erosión en los campos cultivados y la mejora de los pastos, con la fertilización artificial de los bosques, e, incluso, con la creación genética y cultivo de especies más productivas.

Ahora bien, no se conocen muy bien los efectos térmicos y pluviométricos que puedan tener las nuevas áreas forestales. En las latitudes altas, la disminución del albedo de las superficies nevadas, puede provocar un auge en el calentamiento, especialmente primaveral. En los días en los que la superficie se cubre de nieve, la franja de los bosques boreales (50°N -60°N) tiene un albedo medido por satélites de 0,35, mucho menor que el de las tierras no forestadas.

En las latitudes templadas el efecto es más complejo. El albedo en las tierras cultivadas y en los pastos de la franja templada (42°N-45°N) cuando se cubren de nieve sube a 0,70 (Barlage, 2005), pero por el contrario, en verano, los bosques parece que hacen disminuir sensiblemente las temperaturas.

En lo que respecta a las precipitaciones, en el Trópico el aumento de la evapotranspiración puede originar más lluvia pero en las latitudes templadas los bosques restan fuerza a los movimientos convectivos y de ascensión del aire, con lo que se contrarresta el posible aumento de la humedad que favorecería la lluvia (Jackson, 2005).

6. Protocolo de Kyoto

Representantes de 39 gobiernos elaboraron y firmaron, en Diciembre de 1.997, en Kyoto, Japón, un Protocolo por el que se comprometían, una vez ratificado el proyecto por un número suficiente de países —cuyas emisiones conjuntas de CO₂ o equivalentes superasen el 55 % de las emisiones globales—, a llegar entre el año 2008 y el 2012 a una reducción total de sus emisiones de CO₂ de un 5% con respecto a los niveles emitidos en 1990.

Los objetivos a cumplir en el tratado original son diferentes para cada país. Así, a los países de la Unión Europea se les permite que se repartan entre ellos las cuotas de reducción, para satisfacer un total de bajada del 8%. Esto permite que países de este grupo, como España, puedan aumentar sus emisiones en un 18%. A pesar de que algunos países europeos difícilmente cumplirán lo pactado, es muy posible que el conjunto de Europa sí lo logre, sin necesidad de aplicar nuevas políticas, ni sufrir nuevos costes, gracias a las reducciones ya habidas en Francia (por su opción de electricidad

nuclear), en Alemania (por el cierre de industria pesada tras su reunificación en los años 90) y en el Reino Unido (por el abandono del carbón desde los tiempos de Thatcher y su apuesta por el gas y la energía nuclear). Sin embargo, el problema es diferente con Estados Unidos, país al que se le pedía una reducción del 7%. Ocurre que en el año 2000, antes de decidir no ratificarlo, sus emisiones eran ya un 18% superiores a las de 1990. Las fuertes emisiones americanas se explican en gran parte por su baja fiscalidad en los combustibles, especialmente en la gasolina, y porque continúa basándose en el carbón como principal fuente energética de producción eléctrica (un 54% en el 2000). Fuera de obligaciones, aunque también firmen el tratado, quedan los países que presumiblemente más aumentarán sus emisiones de carbono en los próximos años, China, India, Brasil y México.

A pesar de la controversia y de las dificultades de asumirlo, el Protocolo de Kyoto en sí tendrá unos efectos muy modestos. De hecho, si se llevase a cabo en los próximos años la reducción original pactada, los modelos climáticos estiman que sólo se evitaría con ello una subida inferior a una décima de grado a la prevista en caso de que no se tomase ninguna medida (Parry, 1998).

Un aspecto muy polémico del tratado de Kyoto es la aceptación de que se aumente la cuota permisible de emisión a los países que lleven a cabo una política de reforestación, calculando la cantidad de CO₂ absorbido por los nuevos bosques que actúan como sumideros (un cálculo nada simple, pues depende de muchos factores) (Schulze, 2000). Todavía más difícil de calcular es la absorción de CO₂ producida por otros posibles cambios en los usos del suelo. Una posible contradicción de llevar a cabo una política de reforestación es que debería también tenerse en cuenta que un paisaje con más bosques es un paisaje con menos albedo, es decir, menos reflectante. Por la tanto la disminución de albedo que con los nuevos bosques se produciría en las latitudes altas —y que incrementaría la temperatura de la superficie— es posible que contrarrestara el efecto de enfriamiento que ocasionaría la mayor absorción de CO₂ (Betts, 2000) (Claussen, 2001).

En el protocolo de Kyoto también se admite que pueda haber una compraventa de créditos de emisiones entre unos y otros gobiernos, a partir de las cuotas que se fijen para cada país en el Protocolo. Después, un país que quisiese sobrepasar su cuota de emisión podría comprar créditos de emisión de CO₂ en el mercado internacional y de esta forma emitir más de lo que en principio se le concedía. Los países que se han comprometido a reducir sus emisiones y no logran cumplirlo, pueden también optar a obtener una mayor cuota haciendo uso de los llamados mecanismos de desarrollo limpio. Consiste en que si una empresa pública o privada de un país con límite de emisiones (por ejemplo, España) ayuda a que reduzca sus emisiones una empresa o granja de un país sin obligaciones (por ejemplo, China), obtiene como contrapartida una cuota de emisiones semejante a la evitada. De esta forma se han creado unas bolsas de comercio de cuotas de CO₂ altamente especulativas y de las que se han beneficiado en primer lugar las empresas que obtuvieron gratis cuotas por parte de sus gobiernos.

Otra complicación del protocolo de Kyoto es permitir a los países firmantes que las reducciones de otros gases invernadero puedan también servir de créditos, que se canjeen por las emisiones equivalentes de CO₂. Estos gases son: el metano (CH₄), el óxido nitroso (N₂O), los perfluorocarburos (PFCs), los hidrofluorocarburos (HFCs) y el hexafluoruro de azufre (SF₆). Las equivalencias no son fáciles de determinar, debido sobre todo a la diferente duración de vida de los gases en la atmósfera. Por ejemplo el "potencial de calentamiento global" (GWP) del metano es 56 con respecto al del CO₂ (GWP del CO₂ = 1) en un horizonte de 20 años, pero es 21 en un horizonte de 100 años. Ocurre que el metano tiene una vida media en la atmósfera de corta duración, por lo que su potencial de calentamiento depende mucho del tiempo que haya transcurrido desde su emisión. Otros aspectos aún más complicados no fueron recogidos en el Protocolo, como es el de las reacciones entre sí, directas o indirectas, de los diversos gases invernadero en la atmósfera, que hacen variar de forma muy compleja sus vidas medias y, por lo tanto, su potencial de calentamiento.

Finalmente, no se ha establecido ninguna forma de control internacional de las emisiones nacionales, con lo que su ejecución se hace todavía más dudosa. En definitiva, en Kyoto se alcanzó un principio de tratado muy complejo y muy vago, que deja fuera de obligaciones a países emisores

importantes como India y China y del que Estados Unidos, el mayor país emisor del mundo, quedó fuera.

Apéndice 1. Los flujos verticales de energía

1. Hacia abajo: la radiación solar

2. Hacia arriba: la transmisión de calor desde la superficie terrestre

3. Hacia arriba y hacia abajo: el efecto invernadero

4. Forzamiento radiativo y sensibilidad climática

Los flujos de energía que atraviesan verticalmente la atmósfera, hacia abajo y hacia arriba, son un factor esencial del clima. Sus variaciones, que pueden ser debidas a alteraciones en la composición química y física del aire, pueden estar en el origen de muchos de los cambios climáticos. Antes de referirnos al pasado o al futuro, analizaremos el funcionamiento de estos flujos en el presente. Diferenciaremos tres tipos de flujos de energía: 1) la radiación solar, que penetra y atraviesa la atmósfera de arriba hacia abajo; 2) la energía terrestre, que es transmitida en sentido opuesto, de abajo hacia arriba; y 3) la radiación atmosférica, que el propio aire emite en ambas direcciones, hacia abajo y hacia arriba, y que está en el origen del “efecto invernadero”.

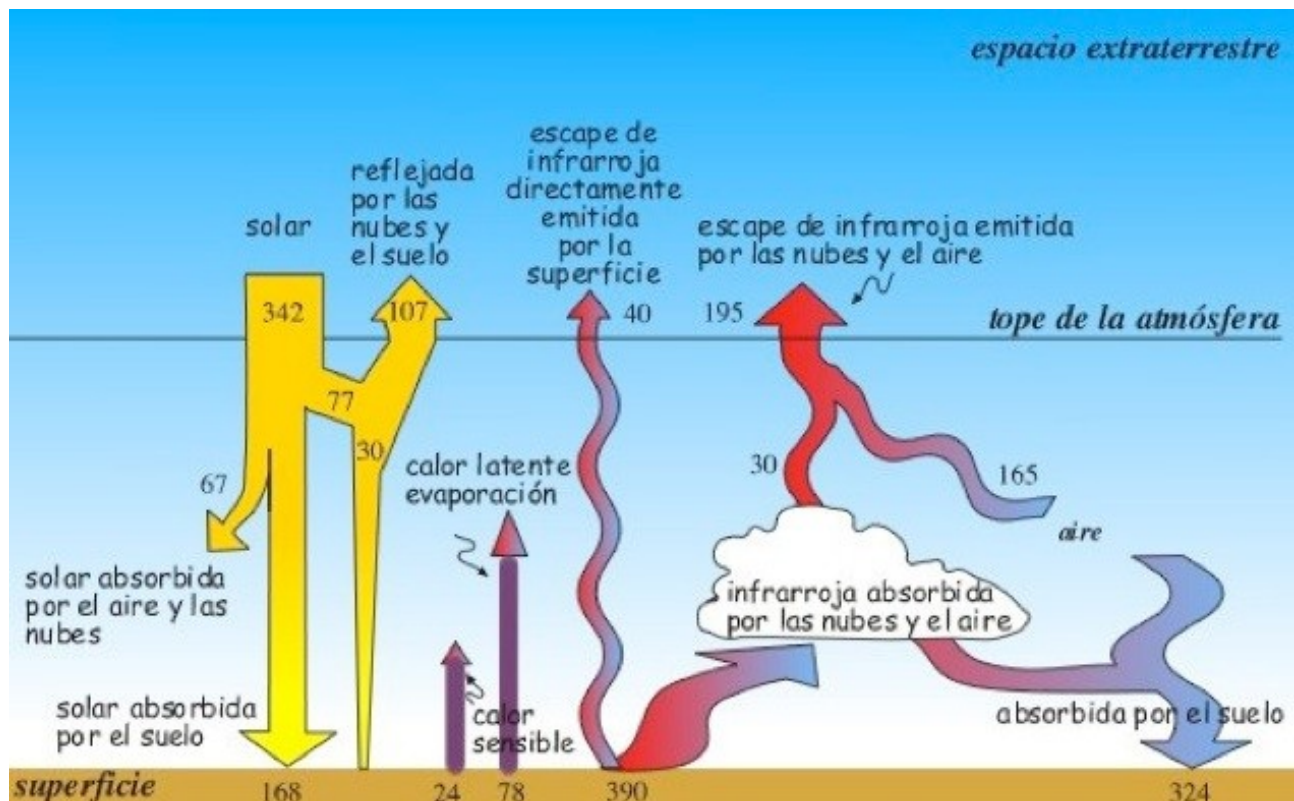


Fig. Flujos verticales medios de energía en el sistema terrestre (atmósfera y superficie), en vatios por metro cuadrado. Los más importantes son los 342 W/m² de energía solar que entran por el tope de la atmósfera y los 390 W/m² que salen del suelo en ondas infrarrojas (más o menos). Tanto en superficie como en el tope de la atmósfera el balance entre lo entrante y lo saliente es nulo.

1. Hacia abajo: la radiación solar

El valor aproximado del flujo medio de energía del Sol absorbido por la Tierra (superficie + atmósfera) es de 240 W/m². De ellos, 70 W/m² son absorbidos directamente por los gases y las nubes que componen la atmósfera. Una pequeña parte es absorbida en la estratosfera, especialmente por el oxígeno y el ozono, y la mayor parte es absorbida en la troposfera (los 10 primeros kilómetros de la atmósfera aproximadamente), especialmente por el vapor de agua, por el polvo en

suspensión y por las nubes. Los 170 W/m^2 restantes, que atraviesan el aire, son absorbidos por la superficie terrestre, repartándose de forma muy diferente según la latitud. Este flujo que llega al suelo lo hace en forma de radiación directa y difusa. La radiación directa es aquella que procede en línea recta del Sol, sin haber sufrido ningún tipo de reflexión. La radiación difusa es la que llega a superficie terrestre desde cualquier dirección, después de haber sufrido múltiples desviaciones a lo largo de su trayectoria atmosférica. En las latitudes altas, o en los días nublados, la radiación difusa supera a la directa. Lo contrario ocurre en las latitudes bajas o en los días despejados: la radiación directa supera a la difusa.

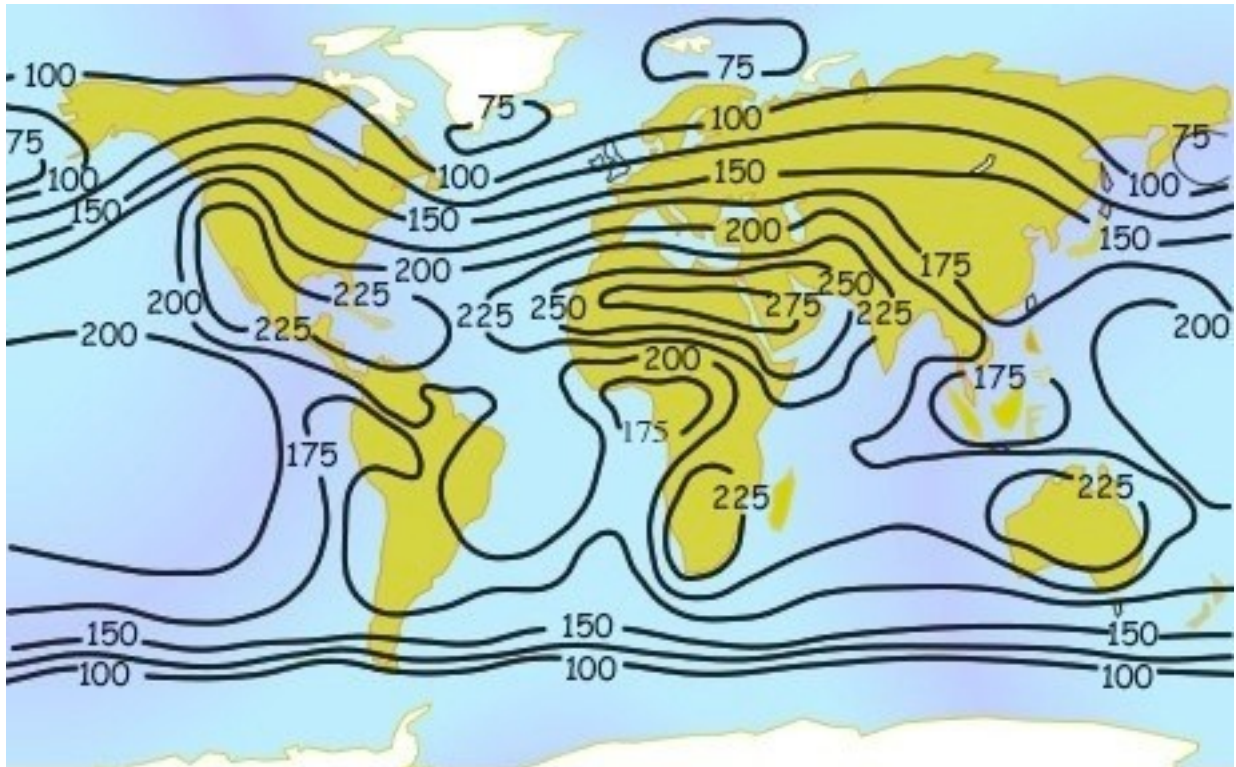


Fig. Radiación solar media recibida en superficie, expresada en W/m^2 . Oscila entre un máximo de unos 275 W/m^2 en las regiones despejadas de nubosidad del Sahara y Arabia, hasta un mínimo de 75 W/m^2 en las islas brumosas del Ártico. La media global es de 170 W/m^2 .

Para llegar al cálculo de ese valor de 240 W/m^2 se parte del dato del flujo de radiación solar que llega a una superficie imaginaria en el tope de la atmósfera, transversal a los rayos solares, y que es de 1.368 W/m^2 aproximadamente. Este valor, que ha podido ser medido con bastante precisión desde hace no mucho por satélites meteorológicos, recibe el nombre de “constante solar”. Ahora bien, esta “constante”, aunque se llame así, sufre variaciones temporales de unos cuantos vatios, debido tanto a los cambios en la actividad solar, como, sobre todo, a la excentricidad de la órbita terrestre, de tal forma que en un año cualquiera el flujo solar incidente varía en un 3,5 %, pasando por un máximo de unos 1.410 W/m^2 en el perihelio (a principios de Enero, que es cuando la Tierra está más cerca del Sol) a un mínimo de sólo 1.320 W/m^2 en el afelio (a principios de Julio, que es cuando la Tierra está más alejada del Sol).

A partir de la constante solar se puede calcular el flujo medio que incide por metro cuadrado en la superficie esférica exterior de la atmósfera (tope de la atmósfera), ya que es la cuarta parte de ese valor: unos 342 W/m^2 . En efecto, el total de la energía solar que continuamente es interceptado por el planeta Tierra es igual al valor de la constante solar (1.368 W/m^2) multiplicado por la superficie de un círculo imaginario cuyo radio (R) es el radio de la Tierra. Por lo tanto equivale a $1.368 \times \pi R^2$ vatios. Como la superficie de la Tierra es esférica, su superficie ($4\pi R^2$) es cuatro veces mayor que la superficie de ese círculo transversal (πR^2), por lo que el flujo medio que se reparte por el conjunto de la esfera es cuatro veces menor.

De ese flujo de radiación solar incidente (342 W/m^2), un 30 % (102 W/m^2) es reflejado desde la

propia atmósfera o desde la superficie continental u oceánica, y devuelto de nuevo hacia el espacio extraterrestre sin ser utilizado. Este porcentaje de radiación reflejada, que se pierde en el espacio, es lo que se denomina el albedo terrestre: 0,30. La potencia absorbida por la Tierra queda, por lo tanto, en 240 W/m^2 ($(1 - 0,3) \times 342 = 240 \text{ W/m}^2$). A modo de comparación, el albedo de Venus es de 0,72 ; en consecuencia, aunque este planeta está más cerca del Sol que la Tierra, y recibe en su tope un flujo medio dos veces más elevado (654 W/m^2), la energía solar que absorbe es inferior a la de la Tierra ($(1 - 0,72) \times 654 = 183 \text{ W/m}^2$).

El albedo del conjunto de la Tierra, 0,30, es una cifra media, que puede variar con el tiempo. Sin embargo, hay todavía una gran incertidumbre en su cálculo y en sus cambios. Los resultados según unos métodos u otros difieren bastante. Es mucho más difícil de medir que la irradiancia solar y sus variaciones, por lo cual es bastante ignorado y los modelos lo parametrizan mal. Lo que parece es que la energía solar que entra en la atmósfera es bastante variable debido a los cambios del albedo terrestre. Estos cambios están ligados más que nada a la nubosidad, no sólo en cuanto a la porción de cielo cubierto sino también en cuanto al tipo de nube y su composición (el mayor o menor tamaño de las gotitas puede influir mucho). Así, el llamado "oscurecimiento global" ocurrido, según las mediciones terrestres, entre 1950 y 1990, equivale a un aumento del albedo del 2% (es decir, nada menos que $6,8 \text{ W/m}^2$). Por otra parte, las mediciones del cambio del albedo terrestre, medido a partir del estudio del brillo de la parte oscura de la Luna (que procede de la luz reflejada por la Tierra) entre el 2000 y el 2004 señala un aumento del albedo del 1,6% ($5,5 \text{ W/m}^2$). Y el medido por satélites, por el contrario, da una disminución del 0,6 % (2 W/m^2) (Charlson, 2005; Pallé, 2005).

Aparte del albedo terrestre global, que depende fundamentalmente de las nubes, es necesario tener en cuenta también el albedo en superficie que varía según el color de los diferentes paisajes terrestres. Cuanto más blanquecina sea una superficie, más cantidad de luz refleja y mayor es su albedo. Por lo tanto, cuanto mayor sea el área terrestre, marina o continental, cubierta por nieve, mayor es el albedo. El albedo continental suele ser mayor que el albedo oceánico. El albedo de los desiertos es mayor que el de las selvas. El albedo de un paisaje nevado de tundra es mayor que el de un paisaje nevado de taiga, o de bosque boreal, menos blanco.

2. Hacia arriba: la transmisión de calor desde la superficie terrestre

Hemos visto anteriormente que la cantidad de flujo solar absorbido directamente por el aire es tan sólo 70 W/m^2 . A este calor, venido de arriba, hay que añadir la entrada en la atmósfera de calor procedente de abajo (que no es sino la energía solar previamente absorbida y transformada en calor en la superficie terrestre). Este flujo hacia arriba que se emite desde superficie, 494 W/m^2 , es mucho mayor. De ahí que, por lo general, la temperatura en la troposfera disminuya con la altura, a medida que la principal fuente de calor, el suelo o el mar, queda más lejos.

Este calor que la superficie oceánica y continental emiten hacia la atmósfera se transmite según tres procesos diferentes.

Radiación infrarroja

El valor del flujo de energía así transmitido es de 390 W/m^2 . De estos 390 W/m^2 , emitidos en forma de radiaciones infrarrojas, los gases invernadero del aire y las gotitas de las nubes absorben la mayor parte, 350 W/m^2 . El resto, un flujo de 40 W/m^2 , logra escaparse al espacio extraterrestre sin ser interceptado.

Evaporación y condensación

El segundo tipo de flujo de calor transmitido al aire es el llamado "calor latente" de evaporación. Su valor medio a nivel global es de unos 80 W/m^2 . Este calor latente de evaporación es el calor que las moléculas de agua en fase líquida roban del mar, o de las zonas húmedas de donde se evaporan, para pasar a la fase gaseosa. Mientras el agua evaporada permanece en la atmósfera en estado de vapor, este calor está latente, pero al condensarse y cambiar de fase gaseosa a fase líquida (y formar

nubes) es liberado y traspasado al aire.

Conducción molecular y convección

El tercer flujo de calor es el que se transmite por el contacto directo de las moléculas del sustrato oceánico o continental con las del aire. Este flujo tiene un valor global medio de unos 24 W/m². Este “calor sensible” (en oposición al “calor latente”) es luego transmitido hacia arriba por convección y disipado en la vertical de la atmósfera.

3. Hacia arriba y hacia abajo: el efecto invernadero

Hemos visto que la atmósfera es casi transparente a la radiación solar (sólo retiene 70 W/m²) pero absorbe gran parte de la radiación infrarroja terrestre (350 W/m²). Esta absorción la realizan fundamentalmente unos pocos gases minoritarios del aire llamados “gases invernadero” —vapor de agua, dióxido de carbono, metano, ozono ...— y las nubes. El nitrógeno y el oxígeno apenas intervienen. Además de absorber el calor de procedencia solar y terrestre, los gases invernadero lo transforman y emiten. Estas radiaciones de onda larga, infrarrojas, son emitidas desde el aire en todas las direcciones, hacia arriba y hacia abajo, hacia el espacio y hacia la superficie. Por el tope de la atmósfera sale un flujo de 200 W/m² de radiación infrarroja emitida por el aire y las nubes, que se pierde en el espacio extraterrestre, mientras que la superficie (continental y oceánica) recibe un flujo desde el aire y las nubes de 324 W/m². De esta forma, la superficie terrestre recupera gran parte de la energía que ella misma emite hacia arriba.

Este calor recibido en superficie (324 W/m²) proveniente de la atmósfera es más del doble que el proveniente del Sol (170 W/m²). Entre los dos, la superficie recibe un flujo medio de 494 W/m² (el mismo que emite), que será mayor, tanto si aumenta la actividad solar, como si lo hace la concentración de los gases invernadero.

En la frontera de la Tierra con el espacio exterior (esto es, en el tope de la atmósfera) se pierde continuamente por radiación infrarroja el mismo calor que se recibe del Sol. Las mediciones satelitarias de la radiación saliente indican que un flujo medio de 240 W/m² de radiación infrarroja se escapa al espacio por el tope de la atmósfera, un valor que es el mismo que el de la radiación solar absorbida por el sistema terrestre. Esta energía saliente la componen radiaciones infrarrojas que proceden de los gases invernadero (165 W/m²), de las nubes (35 W/m²) y de la radiación infrarroja procedente directamente de la superficie terrestre (40 W/m²).

Nótese que la radiación infrarroja emitida desde la superficie terrestre, 390 W/m², es mucho mayor que la radiación que sale por el tope de la atmósfera, 240 W/m². No existiría esta diferencia si no hubiese gases invernadero. Entonces, desde la superficie terrestre se emitiría una radiación semejante a la que sale por el tope de la atmósfera, es decir, 240 W/m² (unos 150 W/m² menos de los que se emiten realmente). La temperatura media de la superficie terrestre, que hoy es de unos +15°C, sería la correspondiente a esta emisión inferior, de -15°C, unos treinta grados inferior.

4. Forzamiento radiativo y sensibilidad climática

Se llama forzamiento radiativo (radiative forcing) a la perturbación en la energía total neta que entra y sale de la troposfera (medida en W/m²) provocada por cualquier variación que altere el equilibrio de los flujos radiativos. La troposfera es la capa baja de la atmósfera, entre los 0 y los 10 km de altura aproximadamente, en donde tienen lugar los principales fenómenos climáticos. Por encima de ella se encuentra ya la estratosfera. La superficie de separación con la estratosfera, su techo o tope, es la tropopausa.

De entre los gases que más repercusión tienen en el clima hay que destacar el vapor de agua, el dióxido de carbono y el metano, pero existen otros, como el ozono, el dióxido de nitrógeno, y más recientemente los CFCs y HCFCs, que también repercuten en los equilibrios radiativos. Cada gas ejerce una influencia diferente, que depende de la proporción de radiación infrarroja que es capaz de absorber y de la duración, o vida media, del gas en la atmósfera.

Uno de las principales ocupaciones de la investigación climatológica es determinar

cuantitativamente cómo responde la temperatura media superficial del planeta a un forzamiento radiativo y, especialmente, al provocado por los cambios en la concentración de CO₂. Así, se calcula que si se duplicase la concentración de CO₂ y de otros gases invernadero como el metano, y la concentración total equivalente pasara del valor preindustrial de 280 ppm a 560 ppm, se provocaría un forzamiento radiativo positivo en la troposfera de unos 4 W/m². El aumento de los gases invernadero que se ha registrado desde el principio del desarrollo industrial (de 280 ppm a 365 ppm), ha provocado ya un forzamiento positivo de entre 2 W/m² y 2,5 W/m² (IPCC, 2001).

Se llama “sensibilidad climática” al cambio de la temperatura global en la superficie terrestre debido a un forzamiento radiativo dado. Generalmente se refiere a la supuesta subida de temperatura media en la superficie de la Tierra que resultaría de una duplicación de los gases invernadero, es decir, unos 4 W/m². Según los modelos utilizados por el IPCC esta subida sería de entre 1,7°C y 4,2°C (IPCC, 2001).

Un forzamiento positivo tiende a calentar la superficie terrestre, pero también hay otros forzamientos que pueden ser negativos. Así, durante el transcurso de unos meses, los gases y los aerosoles que inyectó en la atmósfera el volcán Pinatubo en Junio de 1991 produjeron en superficie, por ocultación de los rayos solares, un forzamiento negativo, lo que se tradujo en una disminución temporal de la temperatura superficial media del planeta. Durante varios meses se produjo una reducción de la energía solar entrante de 3 o 4 W/m², lo que enfrió notablemente la troposfera (Minnis, 1993). Un año más tarde, todavía el forzamiento negativo a escala global era de 1 W/m². Desde los días de la erupción hasta Agosto de 1992, las temperaturas superficiales descendieron 0,5°C. Como consecuencia, disminuyó considerablemente la actividad vegetativa (Lucht, 2002).

Después de producirse un forzamiento radiativo tiende a instalarse un nuevo equilibrio en el sistema climático con multitud de efectos de retroalimentación (feedback), algunos positivos y otros negativos, que influyen en el resultado final. Por ejemplo, un calentamiento inicial debido a un aumento del CO₂ puede hacer que cambie la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, así como las características de las nubes, la extensión de la cubierta de nieve o el área ocupada por los hielos marinos, todo lo cual a su vez tiene una influencia térmica considerable en la superficie terrestre. El modo complejo en que todos estos efectos interactúan hace que sean muy variables las cifras que dan los modelos informáticos actuales sobre el calentamiento final que produciría la duplicación del CO₂, oscilando, entre 1,7°C y 4,2°C en el informe IPCC 2001. El problema radica en las incertidumbres de las formulaciones utilizadas, la variabilidad interna y natural del sistema climático, y los múltiples escenarios posibles respecto a la composición química de la atmósfera futura.

Otro factor importante a tener en cuenta es el tiempo de respuesta del sistema climático a un forzamiento, es decir, el tiempo que tarda en alcanzar un nuevo equilibrio térmico que se adecúe a los nuevos balances de energía. Existe en algunas partes del sistema, especialmente en los océanos, una gran inercia, que hace que las respuestas al forzamiento puedan tardar varias decenas o centenas de años. En la atmósfera, la inercia térmica es menor. De esta forma, los diferentes tiempos de respuesta complican aún más la determinación y los cálculos de los efectos climáticos después de cualquier tipo de forzamiento.

Apéndice 2. Los ciclos del carbono

1. Aspectos geológicos

2. Aspectos biológicos

3. Aspectos marinos

1. Aspectos geológicos

El dióxido de carbono es un gas de efecto invernadero, que juega un importante papel en el clima terrestre. La concentración de CO₂ en la atmósfera está controlada por el balance entre las ganancias y las pérdidas que se producen en las transferencias de carbono entre el aire y otros reservorios como la biosfera, el océano y el interior de la Tierra. Veremos a continuación algunos de estos ciclos, cuyos periodos temporales son muy diferentes, pero que se entrelazan de forma complicada. Hemos agrupado los diversos aspectos de los ciclos, con fines didácticos, en tres clases.

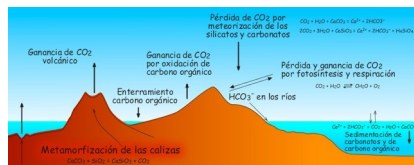


Fig. Procesos naturales de ganancias y pérdidas en el ciclo del carbono

Vulcanismo y metamorfización

La atmósfera gana CO₂ en escalas largas de tiempo principalmente gracias a las erupciones volcánicas.

Durante el transcurso de la historia geológica, las chimeneas volcánicas y las grietas tectónicas han ido arrojando CO₂ desde el interior de la Tierra hacia la atmósfera. El ritmo de emisión ha sido variable, cambiando de forma proporcional a la actividad tectónica y a la velocidad de separación, o de choque, o de frotamiento, entre las placas.

Según una teoría clásica (Fischer, 1981), esta degasificación de CO₂ del interior de la Tierra producida por el vulcanismo ha sido fundamental en los cambios climáticos, cuando se consideran estos en escalas largas de tiempo. Se ha comprobado que durante los últimos 500 millones de años ha existido una buena correlación, aunque no perfecta, entre las épocas de clima cálido y las épocas de mayor abundancia de rocas ígneas, que son a su vez unas buenas indicadores de un aumento de la expulsión de CO₂ a la atmósfera. Fischer sugirió que, en escalas muy largas de tiempo (de decenas o centenas de millones de años), la Tierra ha ido pasando de "períodos-invernadero" a "períodos-nevera", según haya sido el alcance de la actividad tectónica y la liberación de CO₂. Como los períodos-invernadero de gran concentración de CO₂, habrán ido acompañados por altas concentraciones de vapor de agua, quizás sería más conveniente llamarlos períodos sauna.

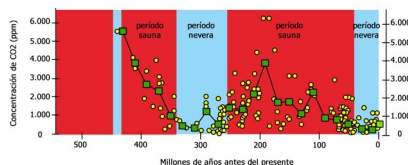


Fig. División de la historia climática del Fanerozoico en períodos sauna y períodos nevera. Concentraciones de CO₂ según diversos cálculos con "proxy data" (en círculos amarillos) y concentración más probable (en cuadrados verdes) (fuente: proyecto GEOCARB)

Pero no siempre los cálculos de las concentraciones de CO₂ concuerdan con el de las temperaturas. Así, geólogos de la Universidad de Nuevo Mexico calcularon una concentración de CO₂ durante el Ordovícico, hace 400 millones de años, quince veces superior a la actual y, sin embargo, al final de este período, se cree que hubo una glaciación (aunque últimamente se ha puesto en duda, ver capítulo 2). A la inversa, otros geólogos, estudiando la época del Plioceno de hace 3,5 millones de años, supuestamente caliente, con los hielos de la Antártida reducidos a la mitad de los de hoy, encontraron que la concentración de CO₂ era semejante a la actual.

¿De dónde proviene el CO₂?

El CO₂ arrojado por los volcanes no suele ser un CO₂ primigenio —atrapado en el interior de la Tierra desde los tiempos de su formación—, sino que suele ser un CO₂ reciclado, proveniente de un carbonato (generalmente calizo: CaCO₃) precipitado previamente en el océano, hundido y

metamorfizado después en las profundidades de la litosfera. Por poner un ejemplo, esto es lo que ocurre en los Andes, en una zona tectónica de choque de dos placas y en donde una de ellas —la placa de Nazca, en el Pacífico— se hunde bajo la otra —la placa Sudamericana—. El CO₂ arrojado a la atmósfera por el rosario de volcanes andinos proviene en gran parte de la metamorfización en profundidad de los carbonatos calcáreos sedimentados en el Pacífico. Ocurre que en la subducción tectónica las calizas son arrastradas y sometidas en profundidad a altas presiones y temperaturas, por lo que, en combinación con el óxido silícico, se metamorfizan, formando silicatos de calcio y dióxido de carbono : $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$

Luego, en donde la fricción entre las dos placas produce terremotos, grietas y volcanes, el CO₂ asciende y es expulsado. De esta forma se repone a la atmósfera el carbono que quedó anteriormente atrapado en la roca caliza, en los procesos de sedimentación marina que a continuación tratamos.

Meteorización (weathering)

La atmósfera pierde CO₂ en escalas largas de tiempo debido a un proceso geológico denominado meteorización, o weathering.

El proceso de formación de los sedimentos calcáreos en los fondos oceánicos —que supone una absorción de CO₂ atmosférico— comienza con la meteorización continental. La meteorización es la desintegración física y química de las rocas debido a la actuación de los elementos meteorológicos: lluvia, viento, cambios térmicos. En el caso que aquí nos ocupa nos referimos específicamente al ataque de los minerales silicatados, como el CaSiO₃ —muy abundante en la superficie terrestre— por el CO₂ disuelto en el agua del suelo, en una reacción que puede expresarse de la siguiente forma: $\text{CaSiO}_3 + 2\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} = 2\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} + \text{H}_4\text{SiO}_4$

En esta reacción, el CO₂ proviene, no directamente de la lluvia —que también suele contener algo de CO₂ disuelto—, sino de la reacción del agua del suelo con el CO₂ que resulta de la pudrición de la materia orgánica del humus, es decir, de la respiración microbiana. La fuente del CO₂ que entra en la reacción es en última instancia el CO₂ atmosférico, pero tras pasar a formar parte de la materia orgánica gracias a la fotosíntesis de las plantas y tras ser devuelto al suelo por la descomposición microbiana del humus (Berner, 1997).

La meteorización de las rocas es por eso más intensa a) cuanto más CO₂ contenga el aire; b) cuanto más humedad haya en el suelo; y c) cuanto más alta sea la temperatura ambiente, ya que todo ello favorece la acción de los hongos y de las bacterias.

Si nos fijamos en la reacción química anterior, vemos que la atmósfera pierde dos moléculas de CO₂ por cada molécula de CaSiO₃ atacada. El resultado es la formación de dos iones de bicarbonato HCO₃⁻ y de un ion de calcio Ca²⁺ (además del ácido silícico), los cuales, disueltos en el agua de algún río, acabarán en el mar.

La meteorización puede también afectar al carbonato cálcico, CaCO₃; por ejemplo, cuando las rocas calizas sedimentarias, quedan a la intemperie debido a un descenso del nivel del mar o a una orogenia que las eleva por encima de él. En este caso, en la reacción de meteorización la atmósfera sólo pierde una molécula de CO₂: $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$ pérdida que queda compensada en el mar por la precipitación de la calcita, que veremos a continuación, con lo cual al final no se produce ni pérdida ni ganancia de CO₂ en la atmósfera.

Precipitación calcárea

Gran parte de los iones disueltos y arrastrados en las aguas de los ríos precipitan en el mar. Los iones se recombinan, formando CaCO₃ (caliza) y soltando de nuevo a la atmósfera una molécula —sólo una, y no dos— de CO₂, según la reacción: $2\text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} = \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Por lo tanto, en el resultado neto de las dos reacciones —meteorización de los silicatos y precipitación de la caliza— la atmósfera pierde una molécula de CO₂.

Detengámonos algo más en el proceso de precipitación. Son numerosas las especies marinas que

construyen caparazones y esqueletos protectores de carbonato cálcico (CaCO_3). En la reacción, que no es fotosintética, precipitan iones de calcio (Ca^{2+}) junto a iones de carbonato (CO_3^{2-}) o de bicarbonato (HCO_3^-). Ostras, almejas y otros grandes organismos marinos son los ejemplos obvios, pero la mayor parte del carbonato cálcico oceánico es producido por algas microscópicas del fitoplancton (cocolitóforos) y por especies animales del zooplancton (foraminíferos y pterópodos). La calcita, o el aragonito, así formado, constituyen los esqueletos y los caparazones con que se protegen gran parte de los microorganismos que forman el fitoplancton y el zooplancton. Por contra, las diatomeas, una importante variedad de algas fitoplanctónicas, y los radiolarios, una variedad de zooplancton, construyen caparazones silíceos y no calcáreos.

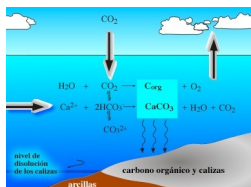


Fig. Aspectos del bombeo marino de carbono. El carbono se encuentra disuelto en el agua en forma de dióxido de carbono, bicarbonatos y carbonatos, en una proporción entre ellos que se mantiene en un determinado equilibrio. El carbono precipita en el fondo en forma de carbono orgánico (fotosintético) o bien en forma de caliza (por encima del nivel de disolución de éstas).

Cuando los organismos marinos calcáreos mueren, o se desprenden de las placas calizas que forman sus caparazones, la calcita cae hacia las profundidades. En el proceso de precipitación de carbono inorgánico, al igual que ocurre con el enterramiento de la materia orgánica, la litosfera va restando carbono a los otros reservorios, el mar y el aire. Lo hace a un ritmo global de unos 0,5 PgC (PgC: petagramos de carbono) al año. A lo largo de toda la historia geológica, el carbono así acumulado, contenido en los espesos estratos de rocas calizas, ha creado su mayor reservorio terrestre, del orden de un millón de petagramos.

Pero no siempre la calcita alcanza el fondo, pues, a una cierta profundidad, el carbonato cálcico, CaCO_3 de nuevo se disuelve en iones Ca^{2+} y iones CO_3^{2-} . En esta reacción, inversa a la de la precipitación, se absorbe CO_2 disuelto en el agua. Esta disolución de la calcita es debida a razones químicas complejas relacionadas con el incremento en profundidad de la acidez (carga positiva del agua) que requiere más iones de carbonato (de carga eléctrica doblemente negativa) que la neutralicen.

El nivel marino en donde la cantidad de CaCO_3 que llega de arriba es la misma que la que se disuelve (CCD: carbonate compensation depth) varía según los océanos entre unos 3.000 y unos 5.000 metros de profundidad. Por eso, en las zonas de fondos más profundos que la CCD, los sedimentos no son calizos sino arcillosos, pues la calcita (o el aragonito, que es otra variedad del carbonato cálcico, pero más soluble) se disuelve antes de tocar el suelo oceánico. Sólo en donde los fondos son menos profundos que la CCD, los caparazones planctónicos se depositan formando barros calcáreos, blancuzcos, cuya posterior compactación y diagénesis forma estratos de roca caliza.

2. Aspectos biológicos

Fotosíntesis

La vegetación terrestre y los suelos contienen tres veces más carbono que el aire. Cada año, por el proceso fotosintético, más de 100 PgC que se encuentran en la atmósfera en forma de CO_2 son captados por la biota terrestre (GPP, producción primaria bruta) y más de 40 PgC por la biota marina. De esta forma, en pocos años todo el CO_2 atmosférico puede ser reciclado por la actividad vegetativa.

En forma simplificada la fotosíntesis, o reacción clorofílica, puede escribirse de la siguiente forma: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$ en donde CH_2O representa la combinación molecular básica de un azúcar (por ejemplo, la fórmula de la glucosa es $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$).

Cada molécula de CO₂ del aire queda convertida en un átomo de carbono orgánico (Corg), que pasa a formar parte de un azúcar, y en una molécula residual de oxígeno (O₂), que pasa al reservorio de la atmósfera. Por eso, de una forma aún más esquemática, la reacción fotosintética puede escribirse así: CO₂ + agua + luz solar = Corg + O₂

Oxidación

La fotosíntesis tiene su contrapartida en la respiración metabólica de la mayoría de las bacterias, de las plantas y de los animales. La respiración consiste químicamente en la oxidación del carbono orgánico, reacción en la cual se desprende CO₂ y calor: Corg + O₂ = CO₂ + agua + calor

Concretamente la reacción completa de oxidación de un mol de glucosa es:



De esta manera, la mayor parte del Corg creado en la fotosíntesis se consume rápidamente y se oxida volviendo a formar CO₂, ya sea en la respiración metabólica de los mismos organismos fotosintéticos autótrofos que lo crearon (bacterias, algas, plantas), o bien en la respiración de los animales heterótrofos que se alimentan de ellos. El animal humano, entre otros. Por ejemplo, diariamente, el metabolismo de una persona que siga la dieta media de 2.800 kcal/día produce más de 1 kg de CO₂. Otra pequeña parte —el carbono orgánico contenido en los restos y cadáveres de bacterias, plantas y animales— es también oxidado, en una reacción de descomposición similar a la de la respiración.

Si estas dos reacciones bioquímicas opuestas, fotosíntesis y oxidación, se hubiesen producido siempre con la misma intensidad, no habría en este ciclo ni pérdidas ni ganancias de CO₂ atmosférico. Ni tampoco nunca se habría acumulado oxígeno en la atmósfera. El carbono contenido en la materia orgánica, creada en la fotosíntesis vegetal y transmitida por la cadena alimentaria a la vida animal, sería devuelto a la atmósfera en forma de CO₂, tras la oxidación ocasionada en la respiración metabólica y en la pudrición de la materia muerta. Pero no todo el carbono orgánico formado en la fotosíntesis es consumido, pues una cierta cantidad —contenido en los restos de materia muerta sin descomponer— suele quedar enterrado en las rocas sedimentarias, sin posibilidad, al menos en el corto plazo, de ser oxidado y convertido de nuevo en CO₂.

Enterramiento de carbono orgánico

En los continentes, esta descompensación entre la oxidación y la fotosíntesis de la materia orgánica ocurre cuando parte de la vegetación muerta, arrastrada por las aguas, es enterrada en el fondo de marismas, de lagos o de llanuras deltaicas. De esta manera, el carbono orgánico queda aislado del oxígeno atmosférico, no se oxida y se fosiliza. El carbono queda allí ahogado, sin poder ser respirado, sin poder oxidarse, en definitiva, sin que pueda efectuarse por completo su restitución al aire. Parte de él en forma de hidratos de carbono e hidrocarburos como la hulla.

En la actualidad el enterramiento del carbono orgánico es muy ineficiente: solamente 0,05 PgC/año de un total de más de 140 PgC/año producido en la fotosíntesis en mares y continentes acaba en las rocas sedimentarias. La producción neta de oxígeno debida a este proceso es también muy pequeña. Ya que por cada átomo de C enterrado, con un peso atómico de 12, queda suelta una molécula de O₂, con un peso atómico de 32, la fuente de oxígeno es $0,05 \times (32/12) = 0,13$ PgO₂/año, cantidad pequeña si la comparamos con el oxígeno existente en la atmósfera, 1.100.000 PgO₂.

En épocas pasadas los ritmos de enterramiento han podido ser superiores, lo que explica, por ejemplo, que algunos yacimientos de carbón superan a veces los 5.000 metros de espesor. Las condiciones topográficas ideales para la formación de estos depósitos son, aparte de una vegetación abundante y de ciclo rápido, la existencia de cuencas colectoras someras y de hundimiento lento y progresivo, en donde vayan a reunirse grandes cantidades de materia vegetal y en donde penetre muy poco material erosivo que no sea orgánico. De esta forma, en un largo y complicado proceso bioquímico de transformación, en el que también intervienen bacterias, se van formando ácidos orgánicos y carbono. En el curso de la carbonización, se desprenden, por vía químico-física, agua,

metano y grupos hidroxilo, y se va formando, desde la turba inicial, un carbón cada vez más puro.

Bombeo biológico marino

Gran parte de la fotosíntesis en la biosfera es llevada a cabo por el fitoplancton marino: unos 40 PgC son fijados anualmente. El fitoplancton vive en las primeras decenas de metros de la superficie oceánica, en la zona eufótica, allí donde llega la luz solar. Estos organismos microscópicos transforman los nutrientes en materia orgánica vegetal que continuamente es cosechada y engullida por el zooplancton. El zooplancton metaboliza el alimento, respira y devuelve al agua parte del CO₂, pero produce también residuos orgánicos que caen hacia el fondo del mar en forma de pelotitas fecales.

La masa de los residuos fecales y de la materia orgánica blanda que muere y no ha sido oxidada, representa algo así como el 25 % de la biomasa producida. A esta “nieve” blanda se le añaden los esqueletos y caparazones del propio plancton muerto, hechos de carbonato cálcico, que también van cayendo hacia las profundidades, restando continuamente carbono a la zona superficial del océano. Eso hace que disminuya la presión del dióxido de carbono (pCO₂) del agua superficial y que, para paliarlo, el mar absorba CO₂ de arriba, del aire, por lo que la concentración atmosférica de CO₂ disminuye cuando aumenta la productividad biológica marina.

Durante la caída hacia las profundidades, casi toda la materia orgánica blanda —que se calcula es de unas 16 PgC al año— es pronto engullida y oxidada por bacterias y microbios heterotróficos, que también respiran y exhalan CO₂ (Azam, 2001; Giorgio & Duarte, 2002). La concentración de CO₂ en el interior del océano se multiplica por 2 o por 3 con respecto a la superficial. Así pues, la exportación de carbono orgánico desde la zona eufótica hacia las profundidades del océano, que se suele llamar “bombeo biológico” seguida de la “remineralización” del carbono orgánico (reconversión de Corg a C disuelto en forma de CO₂) hace que exista en la vertical un gradiente en la concentración del CO₂ disuelto en el agua (DIC, dissolved inorganic carbon), el cual aumenta con la profundidad.

De todas maneras, una pequeña cantidad de la materia orgánica logra llegar hasta el fondo y queda definitivamente enterrada. Es del orden de unas 0,05 PgC/año y pasa a formar parte de las rocas sedimentarias. En estado concentrado puede formar depósitos de hidrocarburos gaseosos (metano) o líquidos (petróleo) que rellenan los poros de rocas esponjosas, como las areniscas, o pueden impregnar de carbono orgánico otros sedimentos minerales, como las arcillas. Se llama kerógeno a este carbono orgánico que no sedimenta de forma compacta sino que únicamente impregna de carbono otros sedimentos. El kerógeno de las rocas en su conjunto contiene más carbono que todos los yacimientos de carbón y petróleo juntos, pero se encuentra muy esparcido, impregnando diversos tipos de rocas: lutitas, pizarras, esquistos bituminosos, calizas carbonosas, etc., cuya explotación como combustible es mucho más difícil.

El “bombeo biológico” depende primordialmente de la actividad fitoplanctónica, y ésta, a su vez, depende la mayor o menor abundancia de nutrientes en superficie, especialmente de tres de ellos: nitratos, fosfatos y hierro. Se ha solido pensar que el nutriente limitante más importante es este último: el hierro. En este sentido, hoy en día se comprueba que cerca de los continentes la concentración de hierro en el agua marina es normalmente la adecuada para procurar el desarrollo del fitoplancton, pero en algunas zonas, especialmente en el centro y sur del Pacífico, la falta de hierro parece ser un factor biolimitante, ya que nitratos y fosfatos sobran, incluso en los períodos más productivos (Behrenfeld, 1999). Esto significaría que, con más hierro, esas zonas podrían producir más plancton. De hecho, se han realizado experimentos de fertilización con hierro en algunas zonas oceánicas, pensando que quizás algún día ese pueda ser el método para acelerar la actividad fitoplanctónica y secuestrar el CO₂ arrojado a la atmósfera por la quema de combustibles fósiles. Los resultados no han resultado tan positivos como se esperaba en un principio (Boyd, 2000; Dalton, 2002; Zeebe, 2005).

Evolución de la concentración de oxígeno

Se ha solidado creer que el oxígeno alcanzó en relativamente poco tiempo niveles comparables a los de la atmósfera contemporánea: un 21 % de la mezcla de gases que componen el aire (Sleep, 2001), pero en la actualidad se cree que el proceso de acumulación de oxígeno fue más lento y que no se alcanzaron niveles importantes hasta hace unos 600 millones de años, al final del Precámbrico, como lo probaría la aparición entonces de seres vivos celularmente más complejos, que necesitaban más oxígeno, y que pudieron aprovecharse de un volumen adecuado para desarrollarse (Lenton, 2004).

Cuando abunda el enterramiento de materia orgánica, la reacción $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$ se desarrolla de forma neta de izquierda a derecha, produciendo oxígeno.

Pero el oxígeno atmosférico no sólo está controlado por el ciclo biogeoquímico del carbono sino también por el del azufre. Ocurre que la materia orgánica del suelo ayuda a la reducción bacteriana de los sulfatos, a la producción de ácido sulfídrico y en definitiva a la precipitación de pirita (FeS_2) y formación de oxígeno en unas reacciones que se pueden escribir de forma sintética y simplificada de la siguiente manera: $2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 8\text{SO}_4 + 16\text{H} = 15\text{O}_2 + 4\text{FeS}_2 + 8\text{H}_2\text{O}$

Los análisis de Berner y otros investigadores parecen indicar que durante el Fanerozoico, los últimos 540 millones de años, el contenido de oxígeno de la atmósfera ha oscilado entre el 15 y el 35 %. El nivel de oxígeno parece que alcanzó un máximo del 35 % de la composición atmosférica durante el Carbonífero final y comienzos del Pérmico, hace unos 300 millones de años, y bajó bruscamente al 15 % durante la transición del Pérmico final al Triásico, hace unos 250 millones de años. La razón de la fuerte subida de finales del Carbonífero parece estar ligada a un intenso y continuado enterramiento de materia orgánica tras el fuerte desarrollo de plantas leñosas vasculares en los continentes (Berner, 1999; 2003).

La disminución posterior de la concentración de O_2 , que según Berner disminuyó hasta tan sólo un 10% a principios del Jurásico, hace 200 millones de años, pudo ser debida a un enfriamiento y a un aumento de la aridez en los continentes, lo cual hizo que disminuyese la intensidad de los enterramientos. Posteriormente el oxígeno fue aumentando hasta la concentración actual, ayudando al desarrollo de los grandes mamíferos (Falkowski, 2005).

Aparte de las reacciones mencionadas, existen varios mecanismos que tienden a estabilizar la concentración atmosférica de O_2 y que desde hace millones de años mantienen el nivel próximo al 21 %. Cuando se manifiesta un proceso que rompe el equilibrio, aparece otro que lo restablece. Por ejemplo, si la atmósfera gana oxígeno por una intensificación de la fotosíntesis, puede ocurrir: a) que se intensifique también la oxidación de las rocas, lo que hace que se pierda oxígeno de nuevo; b) que, al haber más oxígeno, proliferen en el suelo los microorganismos heterótrofos que se comen y oxidan la materia orgánica enterrada, lo que hace también disminuir la cantidad de oxígeno del aire; c) que, con más oxígeno en el aire, aumente la probabilidad de los incendios gigantescos (como los macroincendios que han ocurrido desde hace unos 400 millones de años, desde que una vegetación densa ocupa extensamente los continentes) con lo que la combustión reduce de nuevo el oxígeno restableciendo el equilibrio. Estos y otros procesos contrarios de reequilibrio ocurren si por alguna razón, en vez de aumentar, el oxígeno disminuyese.

3. Aspectos marinos

El mar contiene en disolución 50 veces más carbono que el CO_2 del aire: 40.000 PgC y 750 PgC, respectivamente. Entre la superficie del mar y el aire existe, en ambos sentidos, un continuo transvase de CO_2 . En algunas épocas el mar actúa como fuente de CO_2 atmosférico y en otras como sumidero.

La abundancia de carbono en el reservorio oceánico se explica, en parte, por la alta solubilidad del CO_2 y por su facilidad para reaccionar químicamente con el agua. Ocurre que el dióxido de carbono disuelto se combina con el agua del mar y forma ácido carbónico (H_2CO_3), que inmediatamente se disocia en iones de bicarbonato (HCO_3^-) y de carbonato (CO_3^{2-}). Casi todo el carbono disuelto está

en forma de estos iones: un 85% en forma de bicarbonato y un 15 % en forma de carbonato. Tan sólo el 0,5 % de todo el carbono inorgánico disuelto en el mar está en forma de CO_2 gaseoso, y la concentración de ácido carbónico H_2CO_3 es aún menor.

El conjunto total del carbono de los solutos (CO_2 , HCO_3^- y CO_3^{2-}) se suele representar por el acrónimo DIC (dissolved inorganic carbon), para distinguirlo del carbono orgánico DOC contenido en la biomasa marina (dissolved organic carbon). Reacciones de doble sentido establecen y mantienen un equilibrio entre ellos, que depende de la temperatura, la salinidad y la alcalinidad del agua.

El intercambio de CO_2 entre el mar y la atmósfera depende directamente de la pequeña fracción del carbono presente en la superficie del mar en forma de CO_2 . Su presión en la superficie del agua ($p\text{CO}_2$) se mantiene en equilibrio con su presión parcial en la atmósfera, existiendo un continuo flujo molecular aire-mar/mar-aire, que regula y hace variar las concentraciones de carbono en ambos reservorios. Si por algún motivo, disminuye la presión $p\text{CO}_2$ del agua, se produce un pase neto de moléculas de CO_2 del aire al mar. Esto es, el océano absorbe CO_2 del aire y aumenta la $p\text{CO}_2$ del agua de nuevo, y viceversa.

La presión del CO_2 en el agua ($p\text{CO}_2$) depende directamente de su concentración $[\text{CO}_2]$ (moles de CO_2 por kg de solución) e inversamente de su solubilidad. Por ejemplo, cuando el agua se enfría, la solubilidad del CO_2 aumenta (pues los gases son más solubles en agua fría que caliente), con lo que disminuye la $p\text{CO}_2$ en el agua. Se produce un desequilibrio entre las presiones $p\text{CO}_2$ de la superficie del agua y del aire en contacto con ella, y entonces el agua absorbe más CO_2 , aumentando su concentración $[\text{CO}_2]$. Como consecuencia, disminuye la concentración $[\text{CO}_2]$ del aire. El proceso inverso ocurre cuando el agua se calienta. Por lo tanto, en principio, en las épocas de enfriamiento de las aguas, el océano absorbe CO_2 del aire y hace disminuir su concentración en la atmósfera, y, por el contrario, en las épocas en que las aguas se calientan, el océano suelta CO_2 y aumenta su concentración atmosférica.

En los procesos de intercambio entre el mar y el aire es importante tener en cuenta las corrientes termohalinas, las cuales hacen que en algunas regiones se hundan, y en otras afloren, masas de agua que llevan consigo CO_2 disuelto. En el presente, en algunas regiones oceánicas de las latitudes altas —Mares Nórdicos y de Labrador, en el norte, y mares costeros del Antártida, en el sur— el agua fría superficial, rica en CO_2 , se hunde acarreado el carbono que luego las corrientes reparten por las profundidades de todos los océanos. A la vez, en otras zonas marinas el agua profunda aflora en superficie, se supersatura al calentarse, y lo suelta al aire. Las zonas más importantes de ventilación se encuentran en la zona tropical del Pacífico y en los Mares del Sur. También se produce afloramiento de CO_2 en las zonas litorales del margen oriental de los anticiclones subtropicales, en áreas de corrientes frías, como las de California y Canarias, en el hemisferio norte, y las de Humboldt y Benguela, en el hemisferio sur.

Por lo tanto el hundimiento (downwelling) y el afloramiento (upwelling) de agua provocado por estas corrientes termohalinas, cuyos flujos globales de carbono son muy importantes y algo diferentes —de unas 25 y 28 PgC/año respectivamente—contribuyen al reciclaje del CO_2 entre el mar y el aire. Su alteración modifica los flujos de intercambio y altera transitoriamente la concentración de CO_2 en la atmósfera. Si la intensidad de ventilación se frena, las aguas oceánicas profundas no sueltan el CO_2 del que se van cargando en el bombeo biológico y, en consecuencia, la concentración de CO_2 disminuye en la atmósfera. Por el contrario, si el circuito termohalino se intensifica, la ventilación oceánica aumenta y la concentración de CO_2 en la atmósfera aumenta.

Apéndice 3. Efectos climáticos de los aerosoles atmosféricos naturales

1. Aerosoles volcánicos

2. Polvo mineral

3. Aerosoles marinos

4. Aerosoles biológicos

Los aerosoles atmosféricos son partículas sólidas y líquidas muy pequeñas que se mantienen suspendidas en el aire durante un cierto tiempo, hasta que se depositan en el suelo de los continentes o en la superficie del océano. En la troposfera —los primeros 10-15 km de la columna atmosférica próximos a superficie— no pueden durar más allá de unos días. Tras disolverse en el agua de las nubes, las precipitaciones los depositan en poco tiempo. En cambio, en la estratosfera, la suspensión de los aerosoles en el aire puede durar semanas, meses y hasta años, ya que, a diferencia de la troposfera, el aire se encuentra estratificado, no hay turbulencias ni nubosidad (excepto sobre las regiones polares) y no se producen precipitaciones acuosas que los arrastren hacia abajo.

Los aerosoles atmosféricos pueden dividirse en aerosoles primarios y secundarios. Son aerosoles primarios el polvo del desierto levantado por el viento, la sal marina arrojada al aire por el oleaje, el humo industrial o el hollín provocado en los incendios.

Son aerosoles secundarios los que se forman en el aire a partir de la licuefacción y solidificación de gases transformados químicamente y provenientes de otros gases primarios. Los aerosoles secundarios pueden ser de origen antrópico, como las nubes amarillentas sulfatadas que se forman sobre las regiones industrializadas, o de origen natural, como las nubes que provienen de las emisiones volcánicas de SO_2 , o como las neblinas azuladas que provienen de emisiones de la vegetación continental, o como algunas nieblas que flotan sobre la superficie marina creadas por el dimetilsulfuro que emite el fitoplancton.

Los aerosoles modifican tanto el flujo de las radiaciones infrarrojas terrestres como el de las radiaciones solares. En la región infrarroja del espectro los aerosoles son siempre absorbentes y actúan como los gases invernadero, atrapando la energía extraterrestre saliente, calentándose y retransmitiendo luego esa energía a la superficie. Por el contrario, en el espectro visible de la radiación, el efecto de reflexión y pérdida suele predominar sobre el de absorción. Ramanathan calcula que en el norte del Océano Índico los aerosoles procedentes de la India reducen en nada menos que 10 W/m^2 la insolación. Las partículas de tamaño más pequeño y de forma esférica son las más efectivas en la reflexión, y las partículas grandes y de formas no esféricas en la absorción. Por lo tanto, si predominan las pequeñas el aire se enfría, y si predominan las grandes, el aire se calienta.

Los aerosoles primarios (polvo, sal marina, hollín) tienen diámetros muy superiores a los secundarios (sulfatos) y se calcula que su eficiencia en la reflexión de la radiación solar es mucho menor que la de los aerosoles sulfatados. Ocurre que, aparte de estar formados por partículas más grandes, suelen tener formas no esféricas. En consecuencia, como es pequeño el enfriamiento producido por reflexión, vence el calentamiento, producido por la absorción, tanto de la radiación solar como de las radiaciones infrarrojas terrestres. Por el contrario, los aerosoles secundarios tienen normalmente forma esférica y son muy pequeños, lo que les hace ser muy reflectantes. Provocan un efecto claro de enfriamiento en la superficie terrestre al devolver la energía solar al espacio y ser peores absorbentes de la radiación infrarroja.

Atendiendo al origen de sus emisiones, los aerosoles pueden clasificarse en volcánicos, continentales y oceánicos.

1. Aerosoles volcánicos

Aparte del CO_2 , que actúa como un gas invernadero, los volcanes suelen expulsar también enormes cantidades de cenizas y, sobre todo, de SO_2 . Se estima que actualmente la emisión anual global de azufre de los volcanes y fumarolas es de unas 10 millones de toneladas. En las erupciones cataclísmicas las cantidades de azufre emitidas en episodios puntuales breves pueden ser muy altas. Las erupciones que inyectan en la estratosfera de golpe entre 5 y 10 millones de toneladas de azufre ocurren con gran variabilidad, estimándose una frecuencia media de una erupción de éstas

características cada tres décadas.

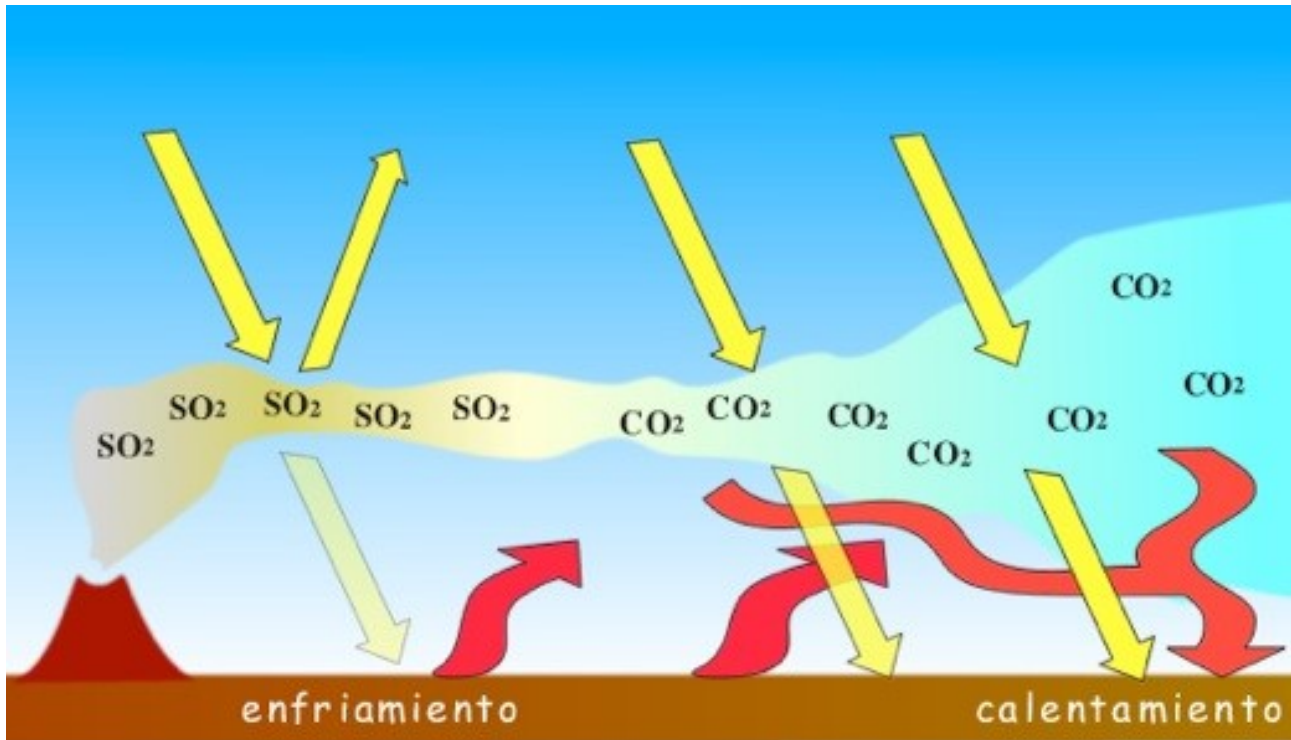


Fig. Efectos opuestos del SO₂ y del CO₂ volcánicos

El efecto climático del SO₂ volcánico suele manifestarse en un enfriamiento de la superficie terrestre durante el verano que sigue a la erupción. Durante el invierno, por falta de radiación solar, el efecto de los aerosoles volcánicos es muy pequeño y pueden, incluso, provocar un calentamiento por efecto invernadero, ya que absorben radiación infrarroja terrestre.

El enfriamiento estival depende no sólo de la cantidad de cenizas y del SO₂ expulsado por los volcanes, sino también de las características de la erupción y de su localización. Tras las erupciones más frecuentes, con lavas fluidas de tipo hawaiano o estromboliano, el SO₂ de los volcanes se disuelve en las gotitas de agua de las nubes y forma disoluciones de ácido sulfúrico y de sulfatos que suelen permanecer durante un plazo relativamente breve en la atmósfera. Las nubes volcánicas no alcanzan gran altura y en muy pocos días todas las partículas se depositan en la superficie marina o terrestre. En este caso, el efecto climático de enfriamiento es casi nulo.

Por el contrario, en las erupciones de tipo paroxísmico, las emisiones de SO₂ pueden alcanzar la estratosfera y los aerosoles sulfatados pueden permanecer allí, en suspensión, durante varios años. Las temperaturas aumentan en la estratosfera, ya que los aerosoles absorben energía tanto de las radiaciones solares entrantes como de las radiaciones terrestres salientes. La troposfera y la superficie terrestre, por el contrario, se enfrían, debido a la sombra que produce la suciedad estratosférica.

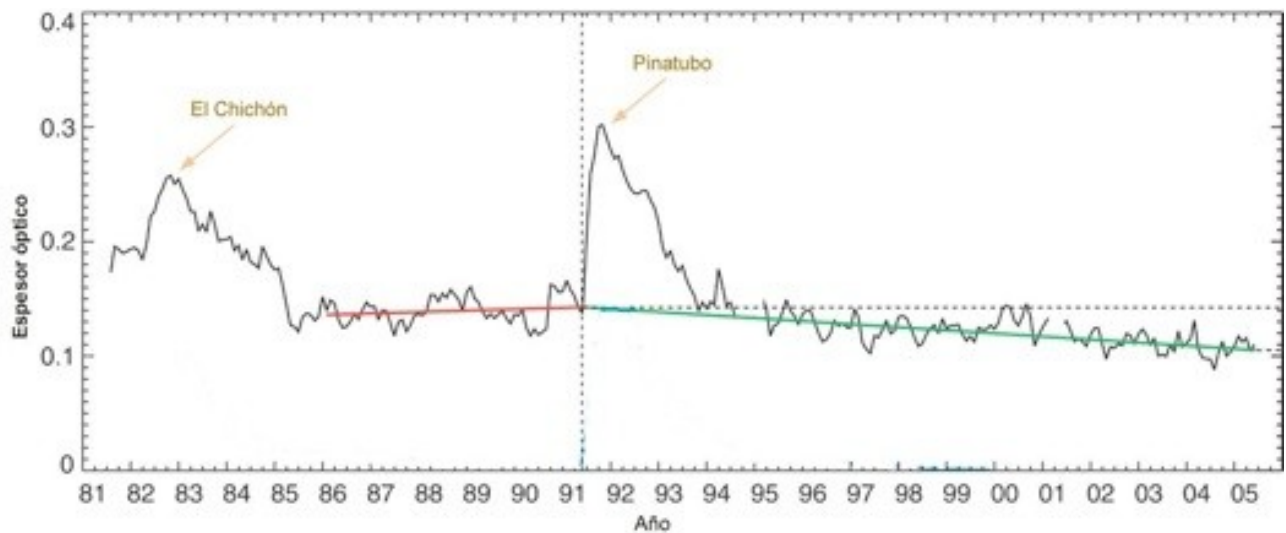


Fig. Espesor óptico de la atmósfera 1981-2005

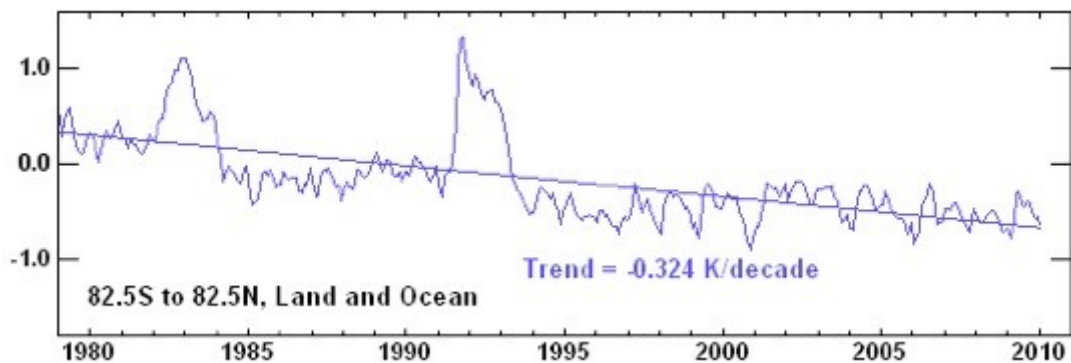


Fig. Temperatura en la baja estratosfera

También es importante a efectos climáticos en qué zona tiene lugar la erupción volcánica. Si la erupción ocurre en latitudes tropicales, las corrientes de vientos estratosféricos esparcen las partículas por todas las latitudes del globo en uno o dos años y la sombra creada repercute en el clima general del planeta. Sin embargo, cuando la erupción se produce en latitudes altas, su efecto global queda más diluido, aunque sus efectos regionales se hacen sentir antes.

2. Polvo mineral

En algunas regiones del globo, los aerosoles minerales de origen continental —la arena y el polvo del desierto que levanta el viento— son muy abundantes.

La zona tropical del Atlántico es frecuentemente barrida por nubes de polvo provenientes del Sahara, que cruzan el océano de parte a parte, impulsadas por los vientos alisios. En sondeos realizados en Barbados se encuentran concentraciones de polvo mineral 16 veces mayores que las de los aerosoles sulfatados de origen antrópico (Maring, 1996).



Fig. Nubes de arena sahariana sobre el Atlántico

<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=39014&src=eoai-iotd>

Según las imágenes de satélites, la depresión de Bodélé, en el Chad, en el Sahara, es la zona en donde más polvareda se levanta. La zona está cubierta por una capa blancuzca de diatomeas microscópicas que habitaban el gran lago Megachad, cuando éste ocupaba hace unos 6.000 años, en el Holoceno Medio, un área mucho más extensa que la del actual lago Chad.

También China es frecuentemente barrida por polvo venido de tierra adentro, que los vientos del oeste transportan hacia el Océano Pacífico.

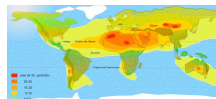


Fig. Aerosoles sedimentados (gramos por metro cuadrado y año)

Se sabe que la cantidad de polvo eólico en los sedimentos oceánicos depende en gran parte de la mayor o menor aridez del clima en los continentes. En los sondeos del hielo de Groenlandia y de la Antártida, se comprueba que en los períodos más fríos de la glaciación hay un aumento de los elementos químicos procedentes del polvo continental. La causa es probablemente doble: una mayor extensión de las regiones áridas en donde se levanta el polvo y una circulación atmosférica más vigorosa con vientos más frecuentes e intensos. Durante el Ultimo Maximo Glacial la extensión de los desiertos era mucho más amplia, pues el frío vino acompañado de una disminución de la humedad. Las dunas de los desiertos presentaban una gran movilidad a causa de la mayor aridez e intensidad de los vientos (Sarntheim, 1978).

Las micropartículas encontradas en los sondeos profundos del hielo de la Antártida, como el de la estación soviética Vostok, están compuestas fundamentalmente de polvo continental de silicatos que incluyen minerales de arcilla, cuarzo y feldespatos (Petit, 1990). Las fuentes potenciales de este polvo eran las tierras áridas y semiáridas de los tres continentes del hemisferio sur, las áreas libres de hielo de la Antártida y las plataformas continentales que habían quedado expuestas a los vientos, debido al descenso del nivel del mar.

A efectos climáticos, uno de los elementos químicos más importantes que contiene el polvo mineral es el hierro (Saydam & Senyuva, 2002). El hierro es un elemento biológicamente deficitario en los océanos (Takeda, 1998). Es probable que su incremento marino durante las épocas frías, gracias a que el viento acarreaba hacia el océano una mayor cantidad de polvo, aumentaba la productividad

fotosintética del plancton y hacía disminuir, por bombeo biológico, la concentración del CO₂ atmosférico. Se calcula que el contenido medio de hierro en el polvo del desierto, aunque variable, alcanza casi el 4 % (Jickells, 2005).

3. Aerosoles marinos

En la actualidad, las emisiones oceánicas de azufre, entre 15 y 30 millones de toneladas anuales, son muy superiores a las que emite la vegetación continental, unos 2 millones de toneladas. Este azufre marino procede del sulfuro de dimetilo (DMS, o CH₃SCH₃), que es emitido por el fitoplancton. En la atmósfera se convierte en ácido sulfónico de metano (MSA), un aerosol que, disuelto en las gotas de lluvia, retorna al océano, en donde el azufre de nuevo es asimilado por las algas planctónicas.

Se cree que estos aerosoles de origen biológico juegan un papel importante en los cambios radiativos, ya sea directamente, por la reflexión de la energía solar, o indirectamente, al actuar como núcleos de condensación de las nubes. El aumento de la nubosidad que producen hace disminuir la insolación en superficie y provoca un enfriamiento.



Fig. Bloom planctónico en el Golfo de Vizcaya

La producción de dimetilsulfuro presenta una variabilidad ligada a los cambios climáticos globales (Lovelock, 1992). Los análisis de los hielos de la Antártida han hecho pensar que las emisiones de azufre de procedencia biológica posiblemente fueron superiores durante las fases glaciales más

frías. El análisis de los hielos de la estación Vostok de la Antártida señala durante los períodos más fríos de la Última Glaciación un aumento de la concentración de sulfatos provenientes del sulfuro de dimetilo (Legrand, 1991). Es posible que esto sea debido más a una mejor fijación en los tiempos fríos de esos sulfatos que a una mayor productividad oceánica de dimetilsulfuro (Wolff, 2006). Por otra parte, en recientes análisis en la estación de Siple Dome, en la Antártida Occidental (Saltzman, 2006) no se ha observado un aumento de ese compuesto durante la glaciación, como tampoco en los hielos de Groenlandia.

La teoría a favor del dimetilsulfuro glacial señala que durante las glaciaciones la capa de agua superficial estaba más fría, las diferencias térmicas con las capas intermedia y profunda eran menores, sobre todo en las regiones polares, y en consecuencia la columna de agua estaba menos estratificada. Además, debido al viento, la superficie se agitaba más. Estos dos fenómenos facilitaban la mezcla vertical de las aguas y, por lo tanto, la renovación de los nutrientes en la capa superficial, rica en plancton. Además, como hemos visto anteriormente, es probable que gracias a la polvareda levantada por el viento sobre los áridos continentes, llegase más hierro a las superficies oceánicas. Al ser el hierro, que se encuentra en muy pequeñas cantidades, un factor limitante en la producción oceánica de plancton, sobre todo en los mares que circundan la Antártida, su aumento durante la glaciación favorecía la fotosíntesis y consecuentemente la producción de sulfuro de dimetilo.

Probablemente el sulfuro favorecía la formación de nubes. Los estratos nubosos, que se formaban sobre vastas extensiones oceánicas, aumentaban el albedo y mantenían las temperaturas bajas. Por lo tanto, según Lovelock, el incremento del plancton jugaba un doble papel en el enfriamiento. Por una parte, aumentaba el transvase de CO₂ de la atmósfera al océano, con lo que disminuía el efecto invernadero, y por otra —que para Lovelock es más importante— la mayor emisión de dimetilsulfuro planctónico hacía que aumentase la nubosidad y enfriaba la superficie oceánica.

Otro de los aerosoles que aumentaba en los períodos más fríos era la sal marina. La gráfica relativa a la concentración de sodio en el hielo de Vostok, en la Antártida, señala una clara correlación inversa a la de la marcha de las temperaturas. Cuanto más frío hacía, más cantidad de sal era transportada hacia el interior del continente. Las condiciones que actualmente prevalecen en el invierno austral podrían explicar este fenómeno. El máximo de sal en el aire y en la nieve del Polo Sur ocurre en el mes de Septiembre y corresponde al momento de máxima extensión del hielo marino. La teoría tradicional sostiene que la desventaja de que la fuente de sal esté entonces más alejada del continente es compensada con creces por un aumento de la actividad de las borrascas australes y por la fuerza del viento. Esta mayor intensidad de los vientos se explica a su vez por la agudización invernal del contraste térmico entre la zona de aguas libres de hielo y las plataformas de hielo de las banquisas litorales. Otra teoría sostiene que la sal encontrada en el interior de la Antártida proviene en su mayor parte de la superficie de la propia banquisa de hielo marino que se forma durante el invierno austral. Esto explicaría también que durante los tiempos glaciales aumente el contenido de sal de los sondeos del hielo, ya que entonces la banquisa de hielo marino era bastante más extensa que en los interglaciales (Wolff, 2006).

4. Aerosoles biológicos

Las plantas y en especial los bosques generan diversas moléculas orgánicas, algunas de las cuales se volatilizan en el aire (aldehídos, cetonas, alcoholes, etc). Un tipo de compuestos orgánicos volátiles muy importante son los que proceden de los isoprenos (C₅H₁₀) y de los monoterpenos (C₁₀H_x). Se ha calculado que la concentración de aerosoles procedentes de monoterpenos, que emiten las hojas de coníferas especialmente, alcanza en las regiones del norte de Europa entre las 1.000 y las 2.000 partículas por centímetro cúbico durante la primavera y el verano (Tunved, 2006). En combinación con óxidos de nitrógeno tienen una influencia importante en la formación fotoquímica de ozono troposférico y en la reducción de los radicales hidroxilo (OH). Las emisiones de isopreno básico alcanza globalmente la cantidad de unos 500 millones de toneladas. El isopreno se oxida en la atmósfera y es destruido rápidamente, pero en combinación con el óxido nítrico (NO) tiende a

formar compuestos orgánicos nitrogenados más duraderos, que pueden viajar a grandes distancias y crear ozono en regiones alejadas.

Otros aerosoles biológicos dignos de consideración son las partículas flotantes compuestas de células y proteínas cuyo origen es muy variado: pieles de animales, fragmentos de plantas, polen, algas, bacterias, virus, etc. Su importancia es grande ya que por ejemplo los pólenes actúan como núcleos de condensación del vapor de agua atmosférico con humedades relativas del aire muy inferiores al 100 %, es decir, a la saturación.

Aunque las mediciones y el estudio de estos bioaerosoles es aún escaso, se ha observado en los estudios ya realizados que su concentración atmosférica puede ser importante. En Irlanda, en las latitudes medias y en las costas, representan el 25 % de los aerosoles. En las regiones boscosas tropicales probablemente aún más (Jaenicke, 2005).

Apéndice 4. Corrientes oceánicas y circulación termohalina

1. El sistema de corrientes

2. Mecanismos de hundimiento: la importancia de la salinidad y de la temperatura

3. El transporte de calor

4. Las corrientes profundas

1. El sistema de corrientes

Desde hace unas cuantas décadas se sabe que la estructura de las corrientes marinas a escala global es tridimensional, con movimientos horizontales en los que el viento juega un importante papel y con movimientos verticales, en los que la salinidad y las temperaturas son las fuerzas impulsoras. Las corrientes superficiales, observadas y estudiadas desde hace siglos, están por lo tanto ligadas, por movimientos convectivos de agua, a corrientes profundas de características mucho menos conocidas pero cuyo estudio en los últimos años ha recibido un fuerte impulso debido a su importancia oceánica y climática.

Fig. Corrientes superficiales en el Atlántico Norte

Hasta hace poco tiempo, los libros de texto escolares solían simplificar el tema de las corrientes marinas y solamente tenían en cuenta el estudio de las corrientes superficiales. De esta forma se ha solido enseñar que en el Atlántico Norte las corrientes principales forman circuitos de aguas cálidas y frías, cuyo principal giro, que bordea al anticiclón de las Bermudas/Azores, está compuesto por el trío de la corriente del Golfo (Gulf Stream), la corriente de Portugal y Canarias, y la deriva Norecuatorial, que lo cierra al llegar al Caribe. Sin embargo, si añadimos al sistema de corrientes superficiales del Atlántico Norte el caudal aportado por la corriente del Norte de Brasil nos encontramos con una primera complicación, ya que no existe una corriente semejante en superficie que devuelva todo ese caudal al Atlántico Sur. Existe así un transporte neto superficial de agua desde el Atlántico Sur al Atlántico Norte que indica que esos circuitos cerrados superficiales son insuficientes para explicar el sistema.

La corriente del Norte de Brasil, alimentada por la corriente surecuatorial, es una corriente importante, que no ha recibido en la explicación de las corrientes marinas la consideración que se merece. Los anillos de giro anticiclónico que se forman en ella y que cruzan el Ecuador frente al nordeste brasileño, aportan un considerable caudal neto al Atlántico Norte, de unos 15 Sv aproximadamente (1 Sverdrup es un caudal de 1 millón de metros cúbicos por segundo). Estas mediciones son muy aproximadas; algunas medidas dan un caudal superior: 9 Sv en Marzo y 36 Sv en Julio). Este flujo llegado del hemisferio sur al hemisferio norte se junta con un flujo tropical difuso de otros 15 Sv que llega al Caribe proveniente del este y del nordeste, alimentado en parte

por la corriente de Canarias, con lo que el caudal total de la Corriente del Golfo que inicia su recorrido al norte de Cuba suma unos 30 Sv .

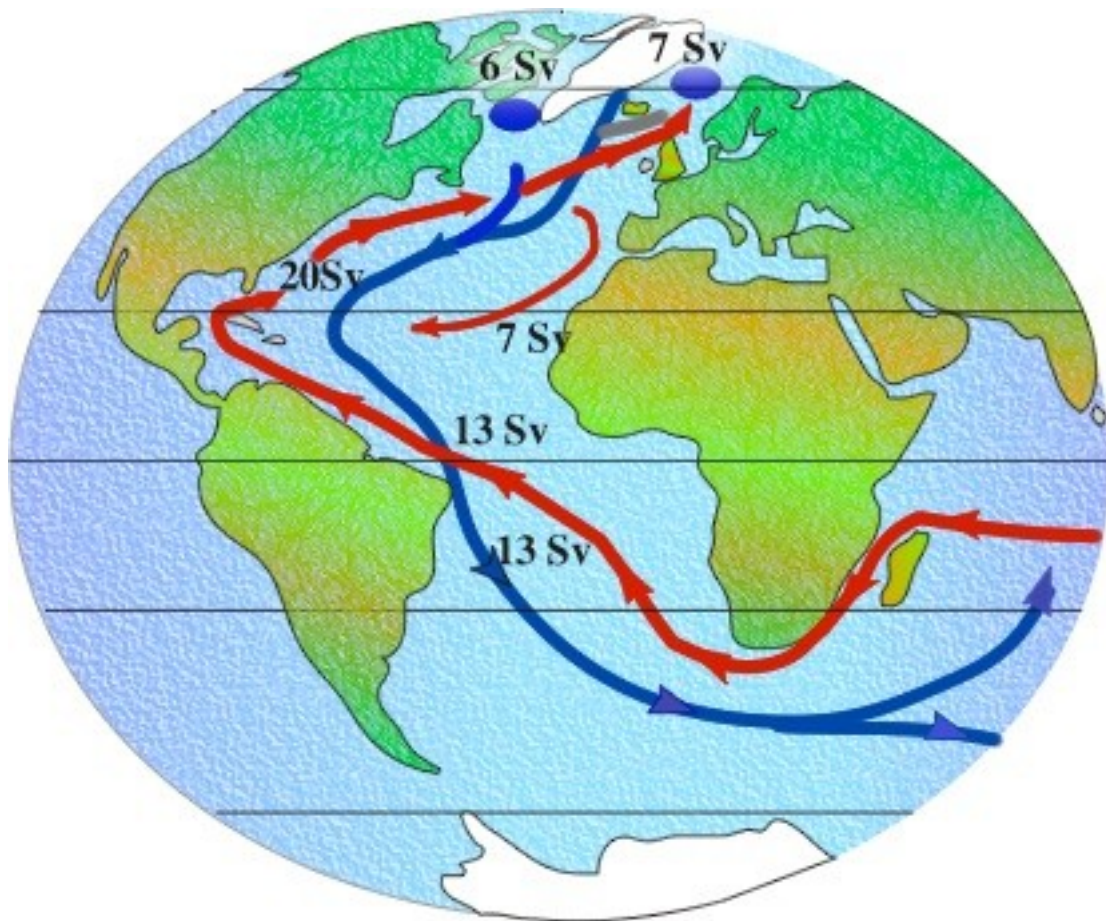


Fig. Esquema aproximado de la circulación termohalina en el Atlántico.

No se representa en la figura el hundimiento de agua en algunas zonas próximas a la Antártida (Mar de Wedell y Ross). Tampoco se tiene en cuenta aquí la entrada de agua del Pacífico al Atlántico, vía el Artico, y que puede ser de aproximadamente 1 Sv. Tampoco la pérdida neta, inferior a 1 Sv, de agua evaporada que supera en el Atlántico Norte al aporte de la precipitación y de los ríos. (1 Sv= 1 millón de metros cúbicos por segundo).

¿Pero qué ocurre con el agua excedentaria que ha llegado del sur al Atlántico Norte? Pues que la Corriente del Golfo la transporta hacia el nordeste, y al llegar al extremo septentrional del Atlántico, a los Mares Nórdicos, aumenta su densidad por enfriamiento y se hunde. Desde allí, por niveles profundos e intermedios, vuelve hacia el hemisferio sur. Se forma así en el Atlántico una especie de cinta rodante (conveyor belt), con un flujo neto positivo hacia el norte en superficie y con un flujo neto positivo hacia el sur en las profundidades.

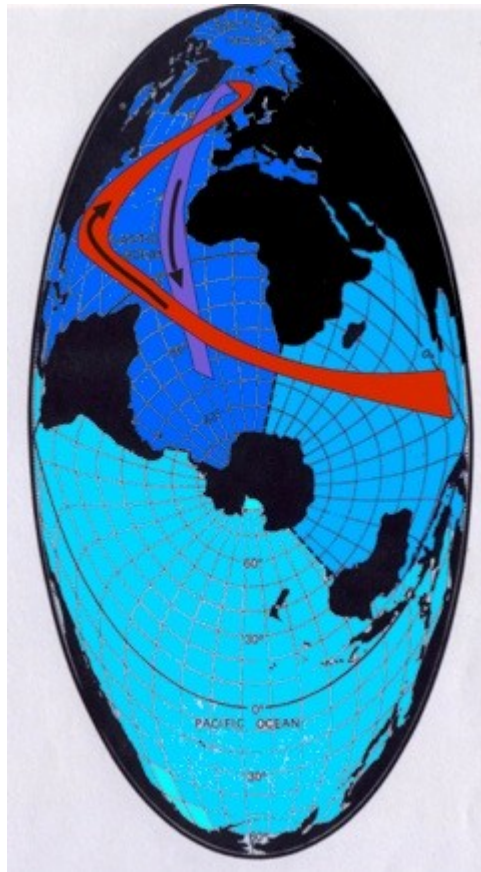


Fig. Circulación termohalina (MOC)

Esta circulación (llamada también MOC, meridional overturning circulation, circulación meridiana volteante) funciona de forma continua.

Su rodillo impulsor se encuentra en los Mares Nórdicos y en el Mar de Labrador. Los Mares Nórdicos —nombre de reciente acuñación (a no confundir con el Mar del Norte)— se encuentran en la zona subpolar del Atlántico, al norte del paralelo que pasa por Groenlandia-Islandia-Noruega. Por eso a veces se les llama también (con un poco de humor etílico) mares GIN (Greenland- Iceland- Norway). Por otra parte, el Mar de Labrador, que es también una zona de hundimiento, se ubica al sur de Groenlandia y al este de la Península de Labrador.

2. Mecanismos de hundimiento: la importancia de la salinidad y de la temperatura

La salinidad y la temperatura del agua juegan un papel crucial en el funcionamiento de esta cinta rodante. Cuando las aguas transportadas por la Corriente del Golfo llegan a los Mares Nórdicos, su temperatura media, que era de 10°C en el paralelo 50°N, pasa a ser solamente de unos 3°C en el paralelo 65°N. Por enfriamiento y contracción térmica, adquieren una densidad alta y acaban hundiéndose, dejando espacio para la llegada desde el sur de nuevas masas de agua.

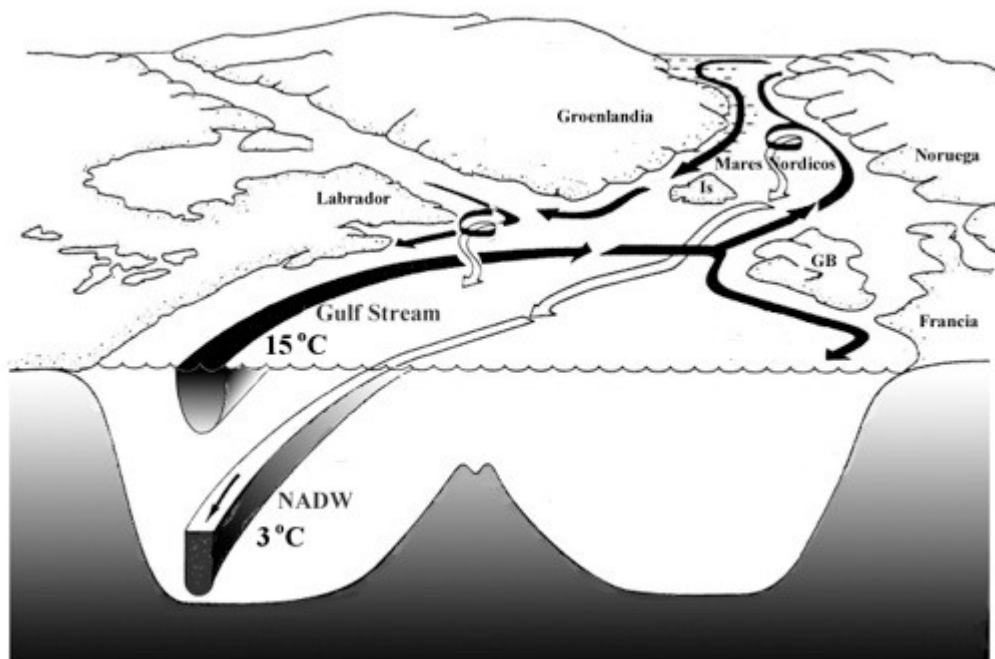


Fig. Circulación termohalina en el norte del Atlántico

El fenómeno de hundimiento por convección que se produce en aquellos mares septentrionales se intensifica al comienzo del invierno por el aumento de la salinidad. Ocurre que cada otoño-invierno, durante la formación de los hielos marinos en áreas subárticas, hay una suelta de sal y se forma, bajo la banquisa de hielo, una masa de agua fría y muy salada que se hunde y contribuye a la formación del agua profunda del Atlántico Norte.



Fig. Formación de agua profunda en los mares subpolares

¿Por qué el fenómeno es especialmente significativo en el Atlántico? Ocurre que el Atlántico Norte es bastante más cálido y salado que el Pacífico Norte. Así, en la franja latitudinal 45°N – 60°N, el Atlántico Norte tiene una temperatura media superficial de 10°C y una salinidad de 34,9‰, mientras que el Pacífico Norte tiene una temperatura de 6,7°C y una salinidad de 32,8 ‰.

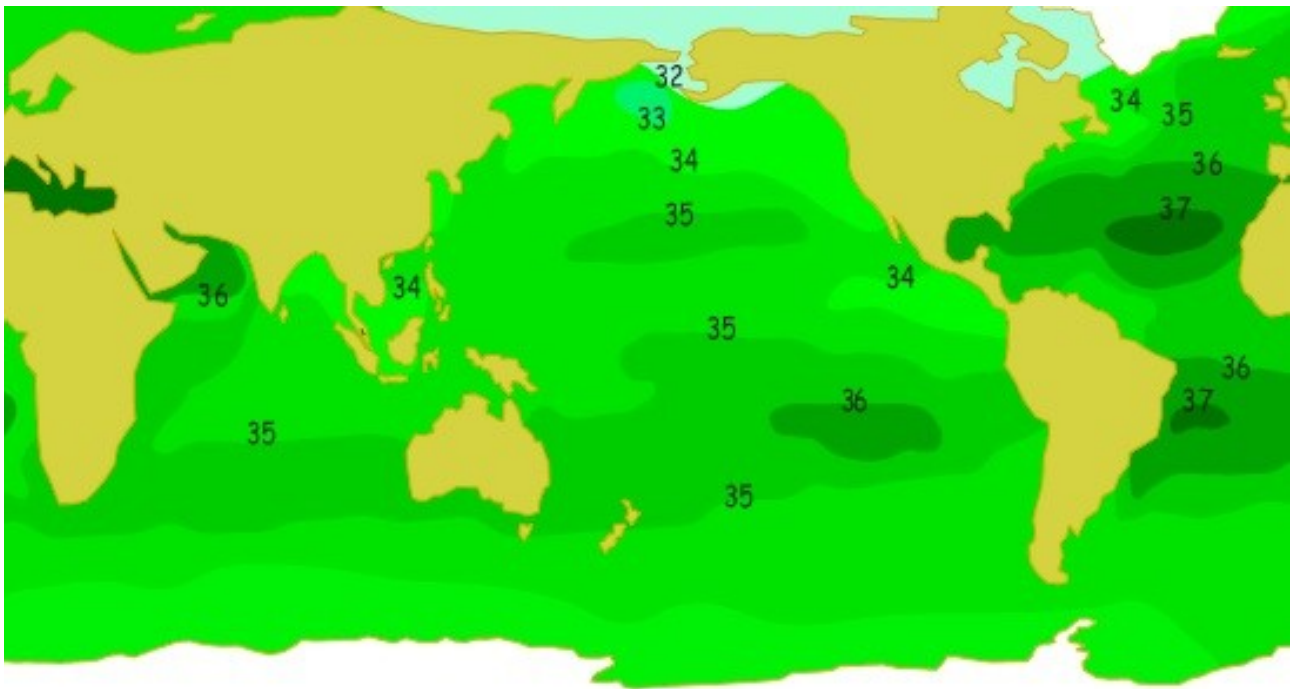


Fig. Salinidad oceánica en superficie (en gramos de sal por kg de agua)

La alta salinidad del Atlántico se explica porque el volumen de agua evaporada supera ampliamente al volumen de agua aportado por las precipitaciones y las escorrentías de los ríos que desembocan en ese océano. Por el contrario, en el Pacífico, los sistemas montañosos del oeste americano provocan lluvias abundantes y hacen de barrera a la penetración de la humedad en el continente. El agua evaporada del Pacífico que los vientos del oeste llevan hacia Norteamérica, produce copiosas lluvias costeras y vuelve a ese océano sin apenas penetrar en el continente americano. Por el contrario, en Europa no existen esas barreras topográficas y gran parte de la humedad atlántica acarreada por vientos del oeste pasa de largo y se aleja hacia Asia, sin ser recuperada por el océano Atlántico.

Además, otro motivo de la mayor salinidad del Atlántico Norte es que el agua evaporada en la región anticiclónica subtropical, que se extiende de las Bermudas a las Azores, es traspasado en gran medida al Pacífico, llevado por los vientos alisios tropicales que atraviesan el istmo de Panamá. La evaporación en el Océano Atlántico y el trasvase atmosférico del vapor hacia el Océano Pacífico hacen que aumente la salinidad atlántica.

3. El transporte de calor

Las corrientes marinas —en especial la Corriente del Golfo— juegan un papel muy importante en la distribución latitudinal del calor. Gran parte del calor excedentario que se recibe en el Trópico —radiación solar entrante menos radiación infrarroja saliente— es transportado hacia otras latitudes deficitarias. Gracias a la corriente marina, el aire seco y frío que sale del continente americano impulsado por los vientos del oeste se carga de humedad y absorbe calor a su paso por el Atlántico Norte y llega templado y húmedo a las tierras de Europa.

En 1991, un modelo climático de Manabe y colaboradores, en el que se jugaba con un sistema acoplado atmósfera-océano, predijo que un cambio en la circulación oceánica del Atlántico Norte podía provocar un enfriamiento de Europa (Manabe, 1991). La hipótesis original, retomada más tarde por otros modelistas, era que por un feedback negativo, consistente esencialmente en un frenado de la Corriente del Golfo, se produciría el enfriamiento en el continente. Esto ocurriría porque el calentamiento provocado por el efecto invernadero haría que aumentase el transporte aéreo de agua desde las latitudes tropicales a las latitudes medias y altas. Así, aumentarían las precipitaciones septentrionales y la escorrentía de los ríos que desembocan en el Atlántico Norte, con lo cual, los aportes fluviales de agua dulce harían perder salinidad a las aguas marinas y harían

menos eficiente el proceso de hundimiento del agua superficial que tiene lugar en los Mares Nórdicos. Finalmente, el sistema termohalino de corrientes se debilitaría, disminuiría la fuerza de la Corriente del Golfo y serían más fríos los inviernos en las latitudes medias y altas del continente euroasiático.

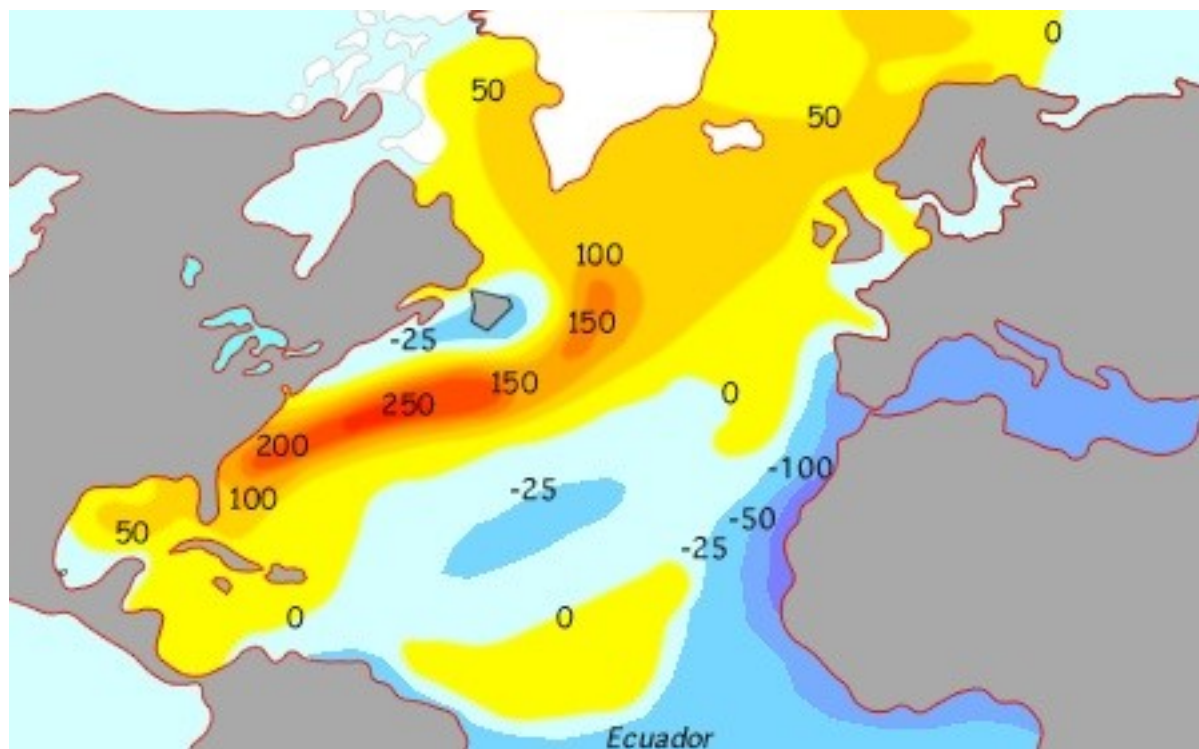


Fig. Transferencia media de calor en Enero en el Atlántico Norte del mar a la atmósfera (en W/m^2)

Pero es aún difícil cuantificar y comparar este calor transportado hacia Europa vía marítima con el calor que transportan las corrientes de aire. Aunque es cierto que el clima europeo, especialmente en invierno, sería más frío sin la Corriente del Golfo, no hay que exagerar, pues las corrientes de aire que llegan a la costa de Europa lo hacen predominantemente desde el suroeste, tras cruzar el Atlántico por latitudes bastante bajas, y por esta razón llegan bastante templadas. Esta dirección del suroeste es debida a la onda que las Montañas Rocosas imprimen en los vientos del oeste antes de que crucen el Atlántico. El profesor Richard Seager, de la Universidad de Columbia, ha llamado la atención recientemente sobre la importancia de este meandro producido por las Rocosas en el clima europeo y ha criticado la exageración de considerar a la corriente del Golfo como la única responsable del clima benigno del noroeste de Europa, en comparación, por ejemplo, con el clima muy frío de Alaska (Seager, 2003).

Hay que señalar también la importancia climática del vapor de agua procedente de la región subtropical atlántica, que no sólo es fuente de calor, sino también de nieve y que, además, va a aportar agua dulce al norte del Atlántico, rebajando la salinidad de la superficie marina y repercutiendo así en la intensidad del hundimiento del agua en los Mares Nórdicos (Bryden, 2001).

Todavía es motivo de discusión y de incertidumbre las proporciones en que se reparte el calor que llega a las costas de Europa, por vía aérea y por vía marítima. Según el profesor Harry Bryden una tercera parte correspondería a la vía marina, otra tercera parte al calor sensible del aire transportado por los vientos del suroeste —que soplan sobre todo en la parte oriental de las borrascas atlánticas— y otra tercera y última parte sería debida al calor latente que libera el vapor de agua al condensarse y que es es también transportado hacia el norte por esos vientos del suroeste. Para Wunsch el océano solamente acarrea hacia el norte al atravesar las latitudes templadas un 10% del calor neto transportado, lo que representa, de todas maneras, un aporte de unos 9 W/m^2 (Drijfhout, 2006).

4. Las corrientes profundas

El volumen de la masa de agua profunda que se produce en el Mar de Labrador y en los Mares Nórdicos, que suele ser denominada con el acrónimo NADW (North Atlantic Deep Water, agua profunda del Atlántico Norte) es enorme. Su caudal, o ritmo de producción, es de unos 15 Sv (Ganachaud, 2000). Dentro de la NADW puede distinguirse una NADW inferior, más profunda, originada esencialmente en los Mares Nórdicos e inicialmente muy fría, y otra superior, en aguas intermedias, proveniente del Mar de Labrador y sur de Groenlandia, algo más cálida (Orsi, 2001).

El caudal principal de esta corriente profunda avanza hacia el sur por la zona occidental del océano Atlántico y cruza el Ecuador hasta llegar a la Antártida. Desde allí penetra en el Indico y posteriormente se extiende por las profundidades del inmenso Pacífico. Para una molécula de agua que realice el viaje completo antes de aflorar en superficie la travesía puede durar mil años.

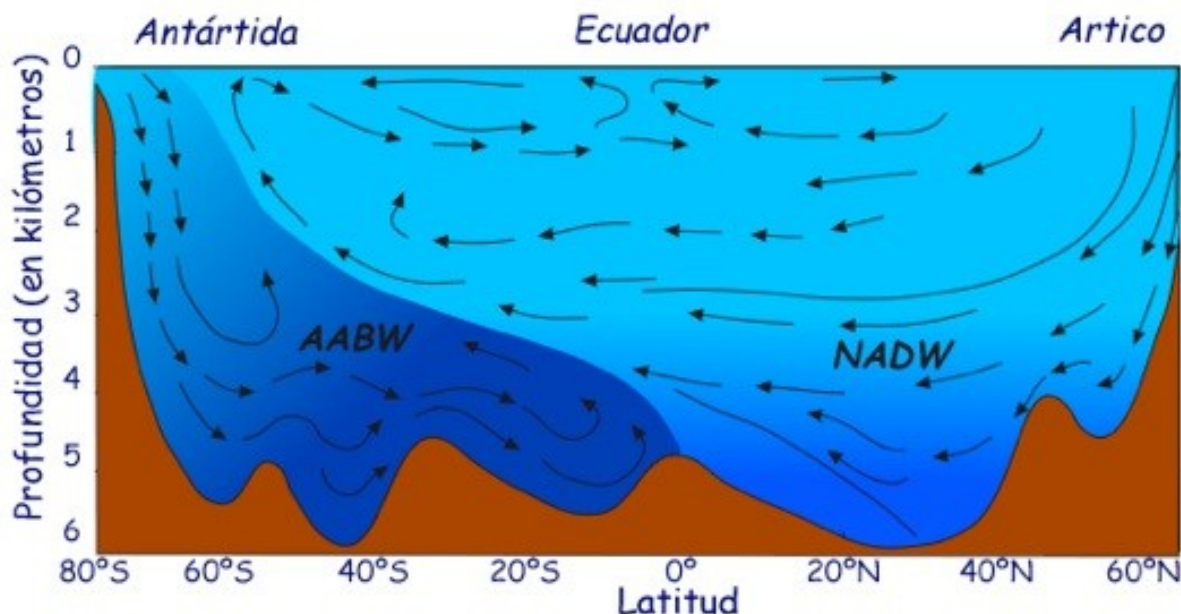


Fig. Corte vertical de las aguas y corrientes profundas en el Atlántico

También se forma agua profunda, más fría que la del hemisferio norte, en los mares de la plataforma de la Antártida, especialmente bajo las banquisas del mar de Wedell y del mar de Ross. Todos los inviernos, los fuertes vientos catabáticos que salen del continente empujan mar adentro a los hielos que se van formando en la costa. De esta manera, en las zonas costeras que quedan temporalmente libres de hielo, llamadas polynyas, se renueva continuamente un proceso de congelación, lo que permite que al final de cada temporada la suma del hielo formado en esos lugares haya sido superior a los 10 metros, frente a solamente 1 metro mar adentro (Grigg, 2001). La sal rechazada saliniza el agua muy fría de la costa, la densifica, y forma una masa de agua profunda todavía más densa que la NADW. Es la llamada AABW (Antarctic Bottom Water), agua de fondo de la Antártida, que en su traslación por las profundidades hacia el norte llega hasta una latitud de unos 40 °N, y lo hace metiéndose en cuña por debajo de la NADW, procedente del norte.



Fig. Polynyas en la Antártida

Las estimaciones del caudal de la AABW varían entre 2 Sv y 9 Sv, si bien en épocas más frías podía llegar hasta los 15 Sv. Según Broecker existe una conexión entre la producción de NADW en los Mares Nórdicos y la producción de AABW en la Antártida, de tal forma que cuando una aumenta, la otra disminuye, y viceversa. De todas formas este esquema de la circulación oceánica es aún más complicado, porque, aparte de estas masas de aguas, NADW y AABW, existen otras corrientes de aguas intermedias que también pueden formar sus propios circuitos y jugar un papel importante en los cambios climáticos. Tal es el caso de la AAIW (Agua Intermedia Antártica) que se forma especialmente frente a la costa occidental de América del Sur y que parece jugar un papel relevante en la distribución de calor y sal en el Pacífico. Sus variaciones parecen estar ligadas además, en escalas multiseculares, a las variaciones bien estudiadas del Atlántico Norte (Pahnke, 2005).

Así como existen zonas en donde el agua superficial se hunde, existen también, aunque se localizan de forma más difusa, zonas de afloramiento (upwelling) de aguas profundas.



Fig. Afloramiento de agua fría profunda (upwelling) entre Canarias y el Sahara

Estas se sitúan en zonas de divergencia de aguas superficiales, que suelen ser reemplazadas por aguas ascendentes más profundas. Una extensa zona de upwelling es la franja ecuatorial del Pacífico Oriental, en donde el agua superficial, movida por los alisios, tiende a diverger hacia el norte y hacia el sur, dejando un hueco que es rellenado por aguas ascendentes. También se producen afloramientos en las costas en donde las aguas superficiales, por efecto de los vientos y de la rotación terrestre, tienden a alejarse mar adentro. Ocurre esto especialmente en las cuatro márgenes orientales de las cuencas oceánicas del Atlántico (norte y sur) y del Pacífico (norte y sur). A lo largo de estas costas los afloramientos dan lugar a la aparición de corrientes de aguas frías (las que van desde Galicia hasta Canarias, y la llamada de Benguela, que bordea Namibia y Angola en el Atlántico; la de California y la Humboldt, en el Pacífico Norte y Sur respectivamente).

Algunos análisis de sedimentos oceánicos muestran que estos afloramientos se intensificaron a comienzos del Pleistoceno, cuando el cierre del istmo de Panamá reorganizó las corrientes oceánicas, lo que quizás tuvo influencia en el enfriamiento cuaternario (Marlow, 2001).

Apéndice 5. Los ciclos de Milankovitch

1. La precesión de los equinoccios

2. Excentricidad de la órbita

3. Inclinación del eje terrestre

Milutin Milankovitch fue un astrofísico serbio, profesor de mecánica en la Universidad de Belgrado, que dedicó su carrera a desarrollar una teoría matemática del clima. En 1941 publicó sus conclusiones más importantes: los cambios en el reparto estacional de la insolación, debidos a factores astronómicos, son los responsables de la expansión y retirada de los grandes mantos glaciares del Pleistoceno. Las teorías de Milankovitch, que ya habían sido sugeridas por el escocés James Croll en 1864, fueron olvidadas y no renacieron con fuerza hasta la reciente década de 1980, en que se comprobó que existían correlaciones entre las periodicidades halladas por Milankovitch y los ciclos glaciares e interglaciares del Cuaternario. En 1920 Milankovitch publicó tales cálculos realizados por él mismo para la Tierra, Venus y Marte (Milankovitch, 1920).

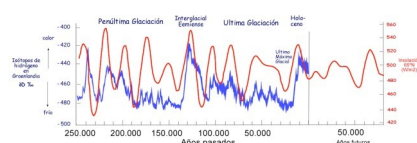


Fig. Isótopos de hidrógeno en un sondeo del hielo en Groenlandia (azul) y evolución de la insolación en el mes de Junio en 65°N (rojo) en los últimos 250.000 años (se añade además la insolación en los próximos 50.000 años) (ver apéndice 8, ice cores, sobre isótopos del oxígeno y del hidrógeno en el hielo)

Debido a las influencias gravitatorias de los otros planetas del Sistema Solar, a lo largo de los milenios se van modificando cíclicamente diversos parámetros astronómicos del movimiento de la Tierra, como son: a) la relación del momento de los equinoccios y de los solsticios con respecto al momento de mayor o menor lejanía de la Tierra al Sol (precesión de los equinoccios), b) la forma ligeramente elíptica de la órbita terrestre (excentricidad de la órbita) y c) la inclinación del eje de rotación de la Tierra (oblicuidad del eje). Al combinarse los tres ciclos de variación, con sus diferentes periodicidades e intensidades, se producen variaciones complejas en la cantidad de radiación solar interceptada en cada latitud y en cada estación del año (Berger, 1979).

En la teoría de Milankovitch se asume que la energía solar incidente en la Tierra en su globalidad y durante un año completo es siempre la misma (excepto en los cambios de excentricidad, en donde se admite un ligero cambio). La variación relevante radica en el diferente reparto de la energía en cada estación del año y en cada hemisferio, según van variando a lo largo de los años las características de la órbita. También es interesante anotar que cada uno de los ciclos de Milankovitch puede producir efectos climáticos diferentes en cada latitud.

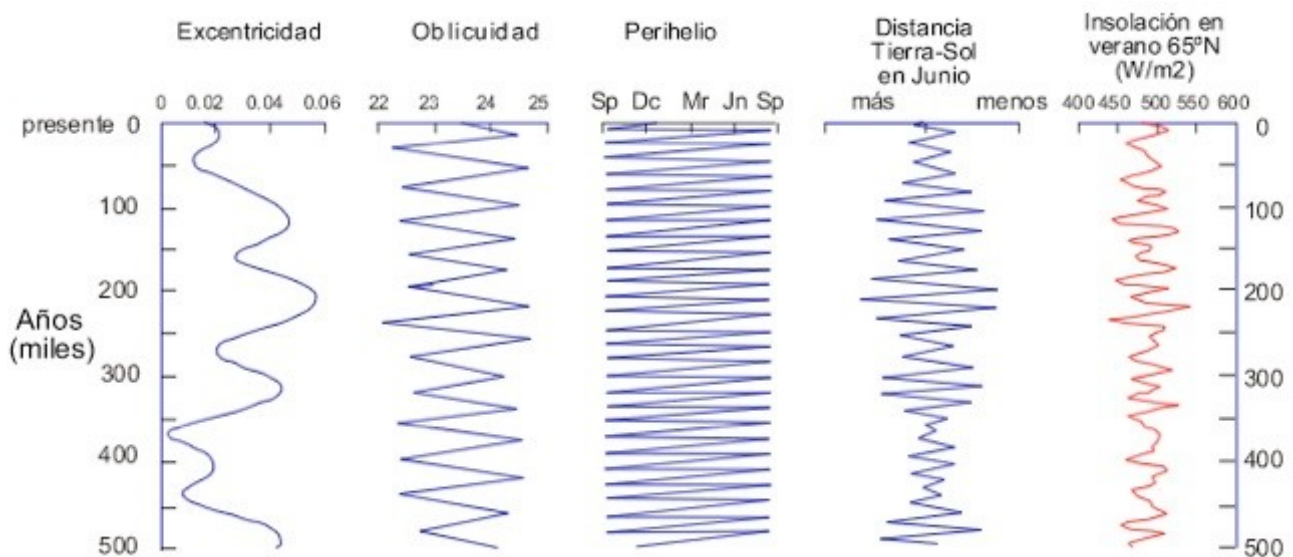


Fig 1. Ciclos de Milankovitch. Variaciones en los últimos 500.000 años.

1. La precesión de los equinoccios

Descripción

La Tierra describe una órbita ligeramente elíptica alrededor del Sol (en la figura se ha exagerado mucho la excentricidad de la elipse). El Sol no está ubicado en el centro de la elipse sino que ocupa uno de sus focos.

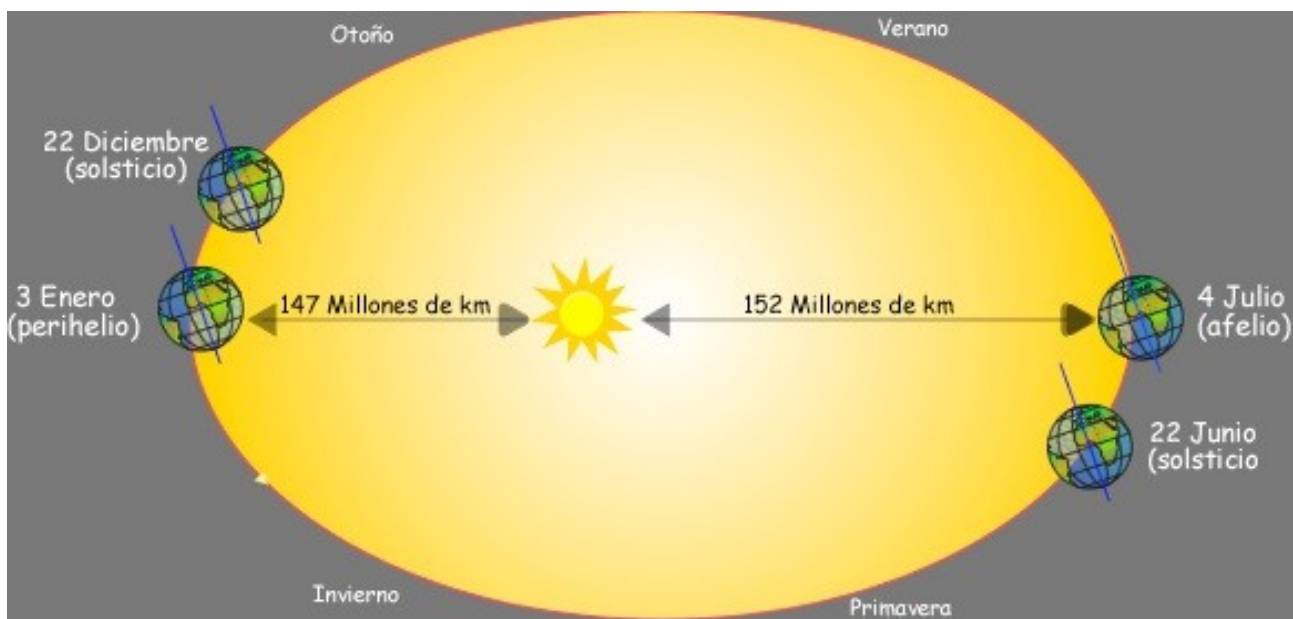


Fig. Traslación de la Tierra alrededor del Sol en la actualidad

Hoy día, durante el solsticio de invierno del hemisferio norte (22 de Diciembre) la Tierra se encuentra próxima al punto de su órbita más cercano al Sol, el perihelio, que alcanza el 3 de Enero. La distancia al Sol durante esos días es la más corta del año, unos 147 millones de kilómetros, y por esa razón la Tierra en su conjunto recibe esos días el máximo de calor.

Por el contrario, durante el solsticio de verano del hemisferio norte (21 de Junio) la Tierra se encuentra próxima al punto de su órbita más alejado del Sol, el afelio, que alcanza el 4 de Julio. La distancia al Sol es la más larga del año, 152 millones de kilómetros, es decir unos 5 millones más que en el perihelio, y la Tierra en su conjunto recibe esos días un 3,5 % menos de energía solar (en algunos períodos glaciares las diferencias en la distancia eran de hasta 15 millones de km).

A lo largo de los milenios van cambiando las fechas del perihelio y del afelio. Hace 11.000 años el

perihelio ocurría en Junio y el afelio en Diciembre. Lo contrario de ahora.

Ocurre que en un ciclo de unos 23.000 años el eje de rotación de la Tierra va describiendo una figura cónica alrededor de una recta perpendicular al plano de la eclíptica. Así, hace unos 11.000 años el eje terrestre no apuntaba hacia la estrella Polar sino hacia la estrella Vega. Este lento movimiento de peonza, es debido a que la Tierra no es perfectamente esférica, pues en su período de formación quedó algo achatada en los polos y engordada en el Ecuador. Por otra parte, la propia eclíptica tiene también un lento movimiento de rotación, motivado por los cambios gravitatorios ejercidos sobre la Tierra por el resto de los planetas, que contribuye también a modificar la posición de los solsticios y de los equinoccios.

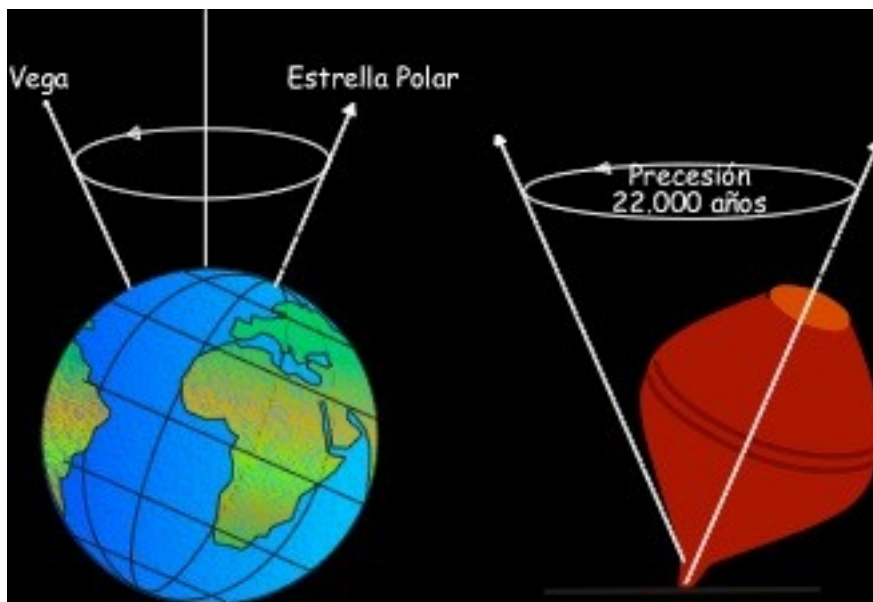


Fig. Movimiento de precesión

Consecuencias climáticas

En la época actual, ya que la Tierra pasa por el perihelio cuando es invierno en el hemisferio norte (Enero), la menor distancia al Sol amortigua en parte el frío invernal en ese hemisferio; de la misma manera, ya que la Tierra se encuentra en el afelio cuando es verano en el hemisferio norte (Julio), la mayor distancia al Sol amortigua el calor estival. Es decir, la actual configuración de la órbita terrestre alrededor del Sol ayuda a que las diferencias estacionales de temperatura en el hemisferio norte sean menores. Por el contrario, las diferencias estacionales en el hemisferio sur se agudizan. Ahora bien, al ser los veranos boreales más largos cuando el Sol está más alejado de la Tierra y los inviernos más cortos, en el conjunto de la energía estacional recibida las diferencias no son tan grandes.

La teoría paleoclimática tradicional indica que las glaciaciones y las desglaciaciones comienzan en las latitudes altas del hemisferio norte y luego se extienden al resto del planeta. Según Milankovitch, para la acumulación de los grandes mantos glaciales de Norteamérica (manto Laurentino) y de Eurasia (manto Finoescandinavo) se necesita un período de veranos frescos en las latitudes altas del hemisferio norte que disminuyan la ablación veraniega y permitan la persistencia de la nieve caída en el invierno anterior.

Para que se produzca esta acumulación de hielo y nieve es necesario que la insolación veraniega allí sea baja, lo cual ocurre cuando el verano boreal coincide con el afelio. Esta circunstancia se dio hace unos 22.000 años, cuando se produjo el máximo avance glacial (también ocurre ahora, pero entonces el efecto era mayor que hoy debido a una mayor excentricidad de la órbita). Por contra, la disminución del hielo continental se ve favorecida cuando la insolación veraniega en las latitudes altas es elevada y la insolación invernal es baja, produciendo veranos más cálidos (mayor deshielo) e inviernos más fríos (menor cantidad de nieve), situación que alcanzó su expresión máxima hace

unos 11.000 años. Este cambio de ubicación estacional del perihelio y del afelio modificó el reparto estacional de energía solar e influyó probablemente de forma muy importante en el último proceso de desglaciación.

Ahora bien hay que tener en cuenta que la intensidad de la radiación en el verano está inversamente relacionada con la duración del verano. Es debido a la segunda ley de Kepler, por la cual el movimiento de la Tierra se acelera cuando pasa por el perihelio. Este es el talón de Aquiles de la teoría de que la precesión es la que rige las glaciaciones. Cuando se tiene en cuenta la integración de la intensidad solar durante el conjunto del verano (o mejor, del conjunto de los días en los que existe deshielo en los mantos del norte) la oblicuidad resulta ser más importante que la precesión y la excentricidad.

El ciclo de precesión de los equinoccios es probablemente más determinante en el clima de las zonas tropicales que en las polares, en donde parece jugar un papel más importante la oblicuidad del eje.

Una de las señales indicativas de que la precesión de los equinoccios tiene importancia en los ciclos climáticos tropicales es la alta correlación existente entre sus fluctuaciones y la concentración de gas metano en la atmósfera, según queda atestiguado en los hielos de Groenlandia y de la Antártida. Se explica porque la concentración atmosférica de metano depende en gran parte de las emisiones desde los humedales continentales de Asia y Africa y la humedad continental depende de la fuerza de los monzones estivales. Los monzones son más fuertes cuanto mayor sea el calentamiento veraniego en las tierras interiores de Asia y Africa y esto ocurre cuando el perihelio recae en el verano septentrional. La mayor productividad de fitoplancton en el mar de Arabia, debido al incremento del afloramiento de aguas del fondo cuando los monzones de verano son intensos, atiende, según se constata en los sondeos marinos, al ciclo de la precesión de los equinoccios y corrobora su importancia. También el Sahara y el Sahel eran más húmedos en la primera mitad del Holoceno debido a un monzón estival más potente, cuya causa era que la insolación en el norte de Africa durante el verano era mayor que la actual. Igualmente, el desplazamiento de la zona de convergencia intertropical ITCZ en América tropical determina cambios en las precipitaciones, tanto en el Caribe como en Brasil. Así, el ciclo de precesión de los equinoccios juega un papel determinante en el Trópico.

2. Excentricidad de la órbita

La órbita de la Tierra alrededor del Sol no es perfectamente circular sino elíptica, pero la excentricidad es variable, con dos periodicidades primarias de unos 100.000 y 400.000 años. Se suele determinar la fuerza de la excentricidad mediante el parámetro “e”, el cual compara las dos longitudes focales “x” e “y” (distancias de la Tierra al Sol en el afelio y en el perihelio respectivamente) mediante la ecuación $e = (x^2 - y^2)^{1/2} / x$. Si la órbita fuese circular, las longitudes focales serían iguales, con lo que “e” sería igual cero. La órbita de la Tierra varía de ser casi circular ($e=0,005$) a ser marcadamente elíptica ($e=0,060$). El valor actual de “e” es 0,018 (Berger & Loutre, 2002).



Fig. Excentricidad de la órbita terrestre alrededor del Sol

Las variaciones en la excentricidad afectan de manera notable a la diferencia de energía solar que

incide en el perihelio y en el afelio en el tope de la atmósfera. Hoy día esa diferencia es un 3,5 % (perihelio: Sol cerca: 146 millones de kms) (afelio: Sol lejos: 151 millones de kilómetros) . Esta diferencia de insolación aumenta cuando la excentricidad es mayor, y disminuye cuando es menor. En los períodos de excentricidad máxima, la diferencia de insolación incidente en el tope de la atmósfera entre el día del perihelio y el del afelio alcanza un valor de un 30 %.

El aumento de la excentricidad de la órbita terrestre provoca el incremento del contraste verano-invierno en un hemisferio y la reducción de ese contraste en el otro, dependiendo en cada caso de las estaciones en que ocurran el afelio y el perihelio. Por ejemplo, si en un hemisferio el verano coincide con el perihelio y el invierno con el afelio, y la excentricidad es alta, la radiación solar veraniega será muy intensa y la radiación invernal será muy débil. Por el contrario, en el otro hemisferio, los contrastes estacionales estarán muy atenuados, ya que el verano coincidirá con el afelio y el invierno con el perihelio.

3. Inclinación del eje terrestre

La inclinación del eje terrestre de rotación varía con una periodicidad de unos 41.000 años. Cuando el valor es alto, la diferencia de insolación estacional es grande y, viceversa, si el ángulo fuese cero no habría estaciones.

El valor actual es de $23,4^\circ$ y durante los dos últimos millones de años ha variado entre un valor máximo de $24,5^\circ$ y un mínimo de $21,5^\circ$.

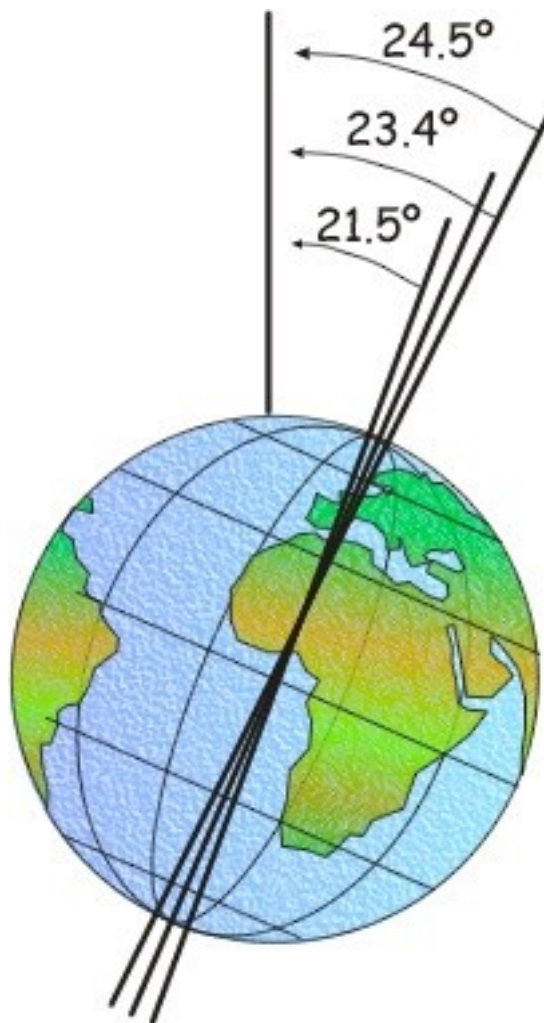


Fig. Variación en la inclinación del eje de rotación terrestre

Para algunos investigadores, la Tierra durante el Pleistoceno tiende a un estado glacial, que es roto en ocasiones por desglaciaciones. La oblicuidad es más determinante que la precesión y que la excentricidad en esas rupturas de equilibrio (Huybers, 2005). Los ciclos glaciales durante la primera

mitad del Pleistoceno seguirían claramente esta periodicidad, de unos 40.000 años, debido a los deshielos de Groenlandia y de la costa de la Antártida Oriental. Después en el último millón de años, el aumento del frío en los márgenes de la Antártida Oriental haría que se deshelase con mayor dificultad, tal y como ocurre en la actualidad, por lo que el efecto de la oblicuidad quedaría más difuminado y prevalecerían los ciclos de unos 100.000 años, en los cuales aparece con mayor claridad la influencia de las otras variantes orbitales, la precesión y la excentricidad (Raymo, 2006).

Apéndice. 6. Isótopos del carbono en la investigación paleoclimática

1. El carbono-13

2. El carbono-14

1. El carbono-13

Los isótopos de un elemento químico son las variedades en las que se suelen presentar sus átomos. Existen en la naturaleza tres isótopos del carbono: el ^{12}C , el ^{13}C y el ^{14}C . Son tres variedades de un mismo elemento químico, el carbono, cuyos núcleos contienen el mismo número de protones (seis), pero un número diferente de neutrones (seis, siete y ocho), lo que les hace, a pesar de tener propiedades químicas semejantes, tener una masa atómica diferente: doce, trece y catorce.

Casi el 99 % del CO_2 atmosférico es del tipo que contiene el carbono ligero ^{12}C . Una pequeña parte, el 1,1 % del CO_2 , es algo más pesado, ya que contiene ^{13}C . Y finalmente existe también en la atmósfera, en muy pequeña proporción, un tipo de CO_2 que contiene ^{14}C , que es radiactivo e inestable, y cuyas aplicaciones han solido ser fundamentalmente paleocronológicas. Son las variaciones de la cantidad de estos dos isótopos minoritarios, el ^{13}C y el ^{14}C , lo que suele ser analizado en la investigación paleoclimatológica.

...

En el proceso de absorción fotosintética de CO_2 , la vegetación terrestre y el fitoplancton practican una discriminación en contra de las moléculas pesadas, aquéllas que contienen ^{13}C en vez de ^{12}C . De esta forma el carbono atrapado en los vegetales (carbono orgánico, Corg) contiene una menor proporción de ^{13}C que la que contiene el carbono del conjunto del CO_2 de la atmósfera. Asimismo el carbono orgánico del plancton contiene una proporción menor de ^{13}C que el que contiene el carbono inorgánico disuelto en el océano (DIC). Esta discriminación es, sin embargo, variable, y depende de los niveles existentes de CO_2 en el aire o en el mar. Es mayor cuanto mayor sea la concentración de CO_2 en la atmósfera.

El signo $\delta^{13}\text{C}$ simboliza la desviación de la concentración isotópica de ^{13}C en cualquier muestra, viva o fósil, orgánica o inorgánica, con respecto a una medida standard, que suele ser el carbono contenido en el carbonato cálcico de la concha de un determinado fósil marino denominado PDB (*Pee Dee Belemnite*), perteneciente a una formación geológica del Cretácico en Carolina del Norte, conservada en Viena, sede de la Agencia Internacional de la Energía Atómica

La fórmula de $\delta^{13}\text{C}$ es la siguiente:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(13\text{C}/12\text{C})_{\text{muestra}} - (13\text{C}/12\text{C})_{\text{standard}}}{(13\text{C}/12\text{C})_{\text{standard}}}$$

siendo $(13\text{C}/12\text{C})_{\text{standard}}$ la ratio isotópica de PDB, o en algunos casos de SMOW (*standard mean ocean water*), cuando se compara la muestra analizada con la concentración típica de ^{13}C en el CO_2 disuelto en el agua oceánica actual.

$\delta^{13}\text{C}$ en la vegetación y en los paleosuelos

Debido a la discriminación que se produce en la fotosíntesis, el valor $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica

terrestre, en la vegetación y en los suelos, tiene un valor medio de -26‰ , mientras que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 atmosférico está próximo a -6‰ , y el del agua oceánica de referencia SMOW es 0‰ .

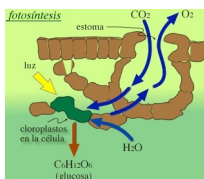


Fig. La fotosíntesis

Ahora bien, -26‰ es un valor promedio del conjunto de la vegetación terrestre, pues, según cómo se realiza el proceso de la fotosíntesis, las plantas pertenecen a dos grandes grupos, C3 y C4, con valores $\delta^{13}\text{C}$ muy diferentes. Se llaman así porque en las de tipo C3 el primer compuesto orgánico fabricado en la fotosíntesis tiene 3 átomos de carbono y en el tipo C4 tiene 4. Existe también un tercero, denominado CAM, combinación del C3 y C4 al que pertenecen algunos cactus y plantas suculentas.

El 85 % de las plantas superiores son del tipo C3 (casi todas las arbóreas) y tienen unos valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy bajos, entre -22‰ y -30‰ . El otro 15 % de las plantas son del tipo C4. En su mayoría son hierbas tropicales y tienen unos valores de $\delta^{13}\text{C}$ más altos, entre -10‰ y -14‰ .

En casi todos los suelos, la diferencia isotópica entre la materia orgánica de las plantas y el carbonato del suelo es aproximadamente de un 14‰ , por lo que si una región tiene una vegetación pura de tipo C3, tendrá un valor $\delta^{13}\text{C}$ de aproximadamente -13‰ , y en cambio si tiene una vegetación pura de tipo C4, tendrá un valor $\delta^{13}\text{C}$ próximo a 0‰ , o ligeramente positivo. Por lo tanto, el valor $\delta^{13}\text{C}$ del carbono de los paleosuelos depende en gran parte del tipo de planta que ha crecido en ellos. Es menor cuando han dominado las plantas C3 y mayor cuando han proliferado las del tipo C4. Por eso, el estudio de las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en los paleosuelos continentales nos puede dar indicaciones del tipo de plantas, C3 o C4, que han predominado en determinados períodos.

Pero además, el valor $\delta^{13}\text{C}$ de los paleosuelos puede también indicarnos la evolución de la concentración de CO_2 atmosférico. Ocurre que, con concentraciones elevadas de CO_2 , las plantas de tipo C3 se ven favorecidas con respecto a las plantas de tipo C4, ya que las plantas de tipo C3 requieren menos energía para realizar la fotosíntesis. Por el contrario, cuando la concentración de CO_2 es baja, aumentan las del tipo C4, ya que poseen un mecanismo de concentración de CO_2 que las favorece.

Cuanto menor sea $\delta^{13}\text{C}$ en el paleosuelo analizado, más probabilidad hay de que la concentración de CO_2 haya sido alta. Al parecer, antes del Mioceno, las plantas C4 eran casi inexistentes. De ahí que se piense que la disminución de CO_2 en el Mioceno, causada quizás por una mayor meteorización ligada a la emersión del Tibet, pueda haber originado el desarrollo de las plantas C4 y que el avance de las hierbas tropicales, que suelen ser de tipo C4, favoreció la evolución de los mamíferos.

Sin embargo, algunos estudios más recientes muestran discrepancias y parecen indicar que los cambios en el suministro de agua a la vegetación (mayor o menor aridez) fueron quizás más importantes que las variaciones de CO_2 en la evolución de las proporciones de plantas C3 y C4 en algunas regiones de la Tierra. Tal parece ser el caso de África. El suministro de agua al interior del continente pudo a su vez evolucionar en paralelo con las variaciones de temperatura en el Atlántico tropical (Schefuß, 2003).

$\delta^{13}\text{C}$ en el mar

La materia orgánica oceánica, es decir, las partes blandas del plancton marino —fabricada en la fotosíntesis por el fitoplancton y engullida a continuación por el zooplancton— tiene un valor promedio de $\delta^{13}\text{C}$ igual a -23‰ . El petróleo, derivado del plancton fósil, tiene también valores de

$\delta^{13}\text{C}$ muy bajos, y el gas metano, formado también a partir de la materia orgánica enterrada, llega incluso a tener un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -50‰ .

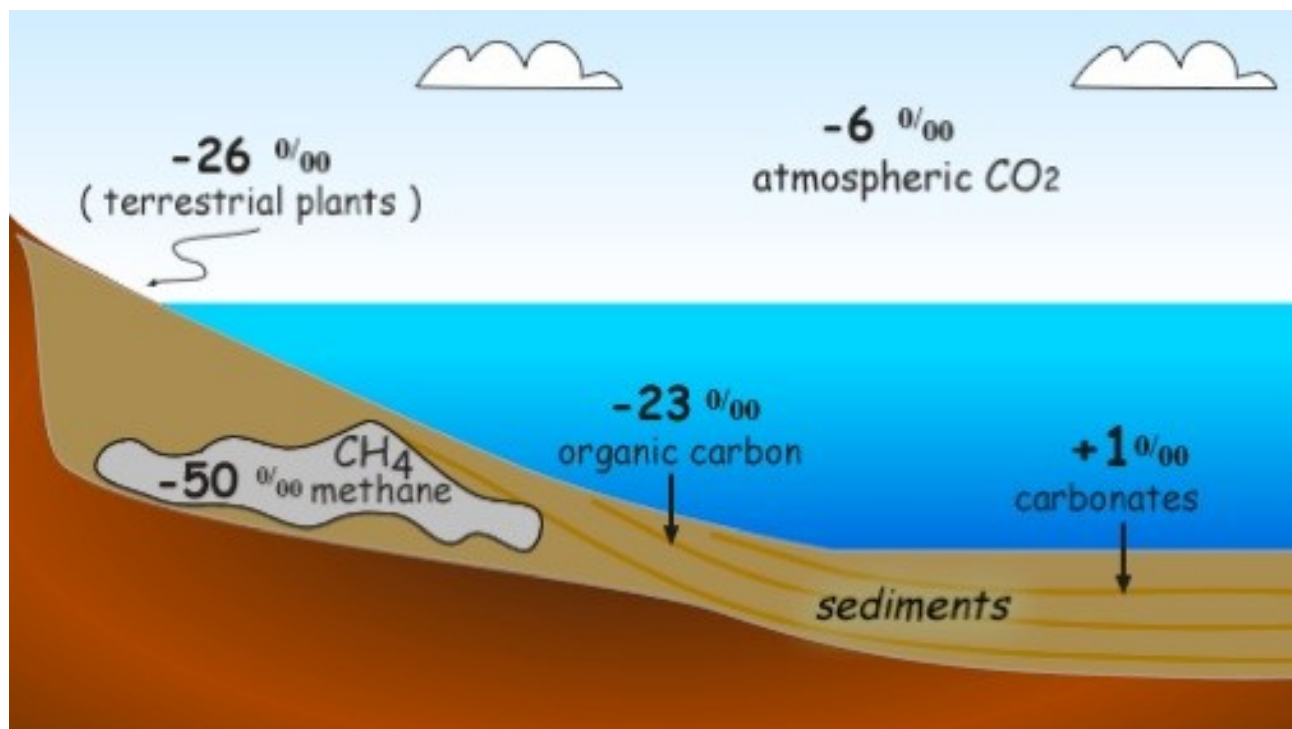


Fig. Valores de carbono-13 ($\delta^{13}\text{C}$) en diferentes reservorios. Los valores son muy negativos en la materia orgánica, tanto continental como marina. El metano, por su origen biológico es muy pobre en carbono-13. Por eso los períodos en los que el carbono sedimentado es pobre en este isótopo puede delatar la existencia de grandes escapes.

El carbono inorgánico disuelto en el mar (DIC) es también atrapado por organismos marinos para formar conchas o esqueletos calizos. Pero a diferencia de lo que ocurre en la fotosíntesis, en el proceso de precipitación de la calcita en las conchas de los organismos marinos no se produce discriminación isotópica con respecto a la ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del agua marina. Por eso el valor de $\delta^{13}\text{C}$ que tiene el carbono de esas conchas, que es de $+1\text{‰}$, se aproxima al valor de $\delta^{13}\text{C}$ del agua, 0‰ .

Ahora bien, en superficie, la actividad fotosintética del plancton hace que la materia orgánica que se crea desprevea al agua de ^{12}C en mayor proporción que de ^{13}C , por lo que el carbono inorgánico disuelto en el agua (DIC) queda relativamente enriquecido de ^{13}C y hace que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en superficie sea a veces ligeramente positivo (hasta $+4\text{‰}$, si la productividad es intensa). Por el contrario, el agua profunda va recibiendo gran cantidad de materia orgánica que cae de arriba y que es pobre en ^{13}C , lo que hace que, al remineralizarse, disminuya el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono inorgánico disuelto (DIC), que adquiere un valor nulo o ligeramente negativo en los fondos oceánicos. Por lo tanto, existe una diferencia en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre las aguas superficiales (valores positivos) y las profundas (valores negativos). Cuando la productividad oceánica es intensa la diferencia es más grande. En cambio, cuando la productividad se colapsa (por ejemplo en caso de una extinción masiva del plancton) la diferencia desaparece.

La comparación del valor de $\delta^{13}\text{C}$ de fósiles planctónicos (habitantes de las aguas superficiales) y de fósiles bénticos (habitantes de las aguas profundas) nos puede indicar la intensidad de la productividad oceánica en el pasado. El oceanógrafo Shackleton y otros investigadores examinaron esta cuestión midiendo este gradiente en un sondeo del Pacífico Ecuatorial, y comprobaron que el gradiente aumenta en las épocas glaciales, lo que vendría a demostrar un aumento de la productividad biológica de aquellos mares durante las glaciaciones. A su vez esta productividad fotosintética, explicaría en parte la absorción por parte de los océanos de grandes cantidades de CO_2 atmosférico, que reduciría la concentración de CO_2 en el aire.

Una clave del cambio de funcionamiento de las corrientes marinas profundas es la evolución de $\delta^{13}\text{C}$ en los foraminíferos bénticos. En la actualidad, el valor $\delta^{13}\text{C}$ del carbono de los caparzones de los foraminíferos bénticos en el Atlántico es mayor que en el Pacífico. Es en los Mares Nórdicos y de Labrador, zonas de hundimiento y formación de la masa NADW, en donde $\delta^{13}\text{C}$ tiene el valor más alto. Luego, esta masa de agua, en su ruta hacia el sur por las profundidades, va recogiendo el carbono orgánico que cae desde el nivel superficial y que es bajo en ^{13}C . De esta forma la corriente profunda NADW se va empobreciendo en ^{13}C , de tal manera que los valores más bajos se alcanzan en el Pacífico, al final de su largo recorrido transoceánico.

Pues bien, el análisis, por medio de foraminíferos fósiles sedimentarios, de la evolución del $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de la Última Glaciación en diversas latitudes y niveles oceánicos, permite extraer conclusiones sobre la variación de la intensidad de estas corrientes profundas. Así, en un sondeo situado en el Océano Circumpolar Antártico, se muestra un brusco aumento de $\delta^{13}\text{C}$ en el paso de la Última Glaciación al Holoceno, por causa de la llegada hasta la Antártida de agua profunda atlántica, NADW, pobre en ^{13}C .

2. El carbono-14

El carbono-14 (que posee 6 protones y 8 neutrones) tiene la particularidad de que es un isótopo inestable, que poco a poco va transmutándose en nitrógeno, ^{14}N (que posee 7 protones y 7 neutrones), y desaparece según la reacción: $\text{C} = \text{N} + \beta + \text{neutrino}$

En compensación de esta pérdida, nuevos átomos de ^{14}C se forman continuamente en la atmósfera como producto del choque de neutrones cósmicos sobre otros átomos atmosféricos de nitrógeno: $\text{neutrón} + \text{N} = \text{C} + \text{H}$

Estos neutrones son parte de la radiación cósmica galáctica que tras atravesar el Sistema Solar llega a la atmósfera terrestre.

Los choques de los rayos cósmicos con los átomos de ^{14}N y, por lo tanto, la producción de ^{14}C , es máxima a unos 15 km de altura. Rápidamente los átomos de ^{14}C así formados se oxidan a CO_2 y se difunden y se mezclan por toda la atmósfera con el resto del CO_2 .

Los procesos de desintegración y de formación de ^{14}C se compensan de tal forma que la concentración de ^{14}C en la atmósfera es "más o menos" constante.

Datación por el carbono-14

El cálculo de la pérdida de ^{14}C en los organismos muertos se utiliza para datar a los fósiles.

En efecto, las plantas vivas asimilan el carbono del CO_2 atmosférico durante la fotosíntesis y lo expulsan durante la respiración

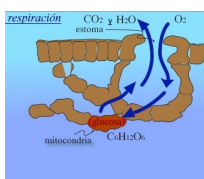


Fig. La respiración vegetal

De esta forma, los tejidos de las plantas vivas —y los de los animales vivos (humanos incluidos) que se alimentan de esas plantas— continuamente están intercambiando ^{14}C con la atmósfera. Esto hace que la ratio $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ del carbono contenido en los tejidos orgánicos de los seres vivos es semejante a la del CO_2 de la atmósfera. Ahora bien, en cuanto los organismos vegetales o animales mueren, cesa el intercambio con la atmósfera y cesa el reemplazo del carbono de sus tejidos. Desde ese momento el porcentaje de ^{14}C de la materia orgánica muerta comienza a disminuir, ya que se transmuta en ^{14}N y no es reemplazado.

La masa de ^{14}C de cualquier fósil disminuye a un ritmo exponencial, que es conocido. Se sabe que a los 5.730 años de la muerte de un ser vivo la cantidad de ^{14}C en sus restos fósiles se ha reducido a

la mitad y que a los 57.300 años es de tan sólo el 0,01 % del que tenía cuando estaba vivo.

Sabiendo la diferencia entre la proporción de ^{14}C que debería contener un fósil si aún estuviese vivo (semejante a la de la atmósfera en el momento en el que murió) y la que realmente contiene, se puede conocer la fecha de su muerte.

La cantidad y el porcentaje de ^{14}C se calcula midiendo las emisiones de partículas β de la muestra. El método sólo es viable para fósiles no muy viejos, menores de unos 60.000 años, ya que para edades superiores las emisiones de partículas β son ya demasiado poco intensas y difíciles de medir, por lo que los errores pueden ser muy grandes.

En la práctica, la datación de los fósiles se complica porque la concentración atmosférica de ^{14}C ha variado sustancialmente a lo largo del tiempo. Esto hace que se necesite saber no sólo la cantidad de ^{14}C que queda en la muestra fósil, sino también la concentración atmosférica que existía en el momento de su muerte

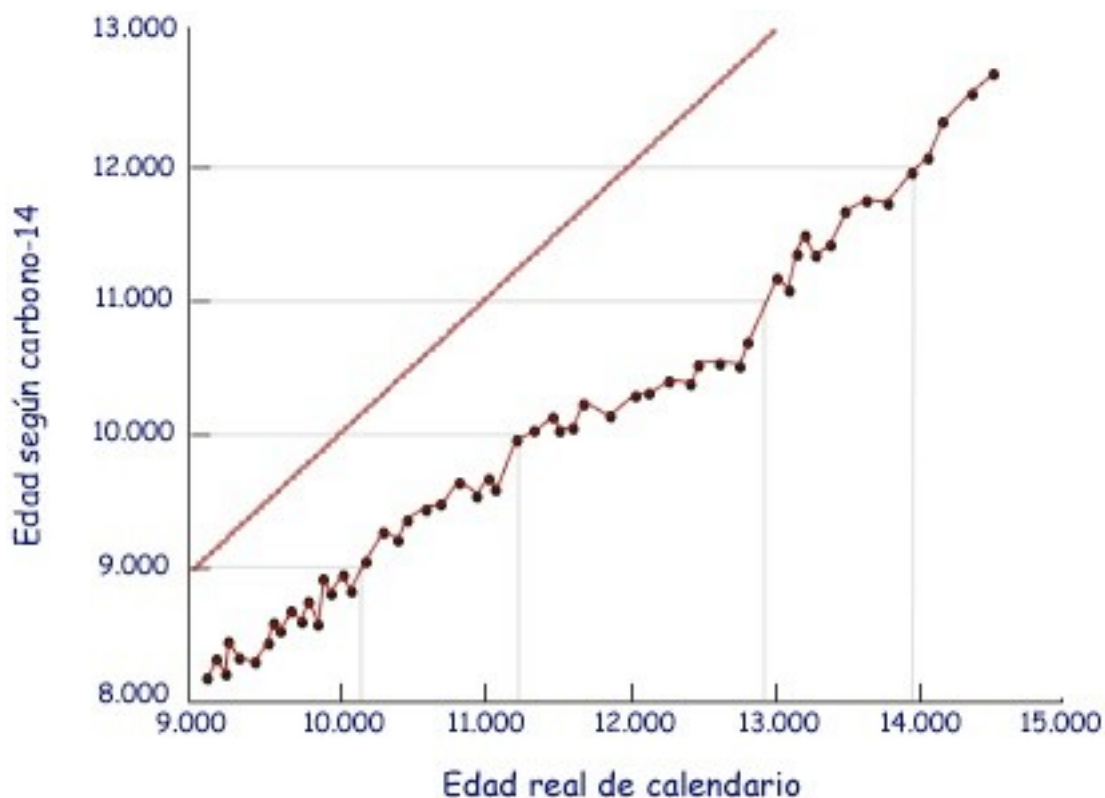


Fig. Curva de correspondencia entre la edad real y la edad según el carbono-14, desde el 9.000 al 15.000 años antes del presente, según mediciones en Cariaco. Si la concentración atmosférica de carbono-14 hubiese permanecido fija, la correspondencia habría sido perfecta y seguiría la diagonal recta. Sin embargo se observa que existen desfases importantes. Por ejemplo, la edad de 11.000 años según el carbono-14 (en la ordenada), corresponde a una edad real de casi 13.000 (en la abscisa) (Hughen, 1998).

Se conocen, más o menos con exactitud, las variaciones de ^{14}C habidas en los últimos 11.800 años gracias a la dendrocronología, es decir, al análisis de la madera de los anillos (cuyas edades conocemos por conteo) de series solapadas de troncos de árboles vivos y fósiles de Europa. Más allá los datos son más pobres e imprecisos y no pueden basarse en el estudio de árboles fósiles, aunque recientemente ha surgido la esperanza de poder hacerlo con unos enormes árboles fósiles neozelandeses denominados kauri, que pueden vivir hasta mil años, y que se han encontrado enterrados en antiguas marismas.

El período conocido se ha extendido más recientemente hasta hace unos 50.000 años por medio del análisis del ^{14}C contenido en los sedimentos laminares del fondo de ciertas cuencas lacustres y oceánicas, como por ejemplo la cuenca de Cariaco, en la costa de Venezuela, y hasta los 45.000

años a partir del análisis de una estalagmita de una cueva sumergida en las Bahamas.

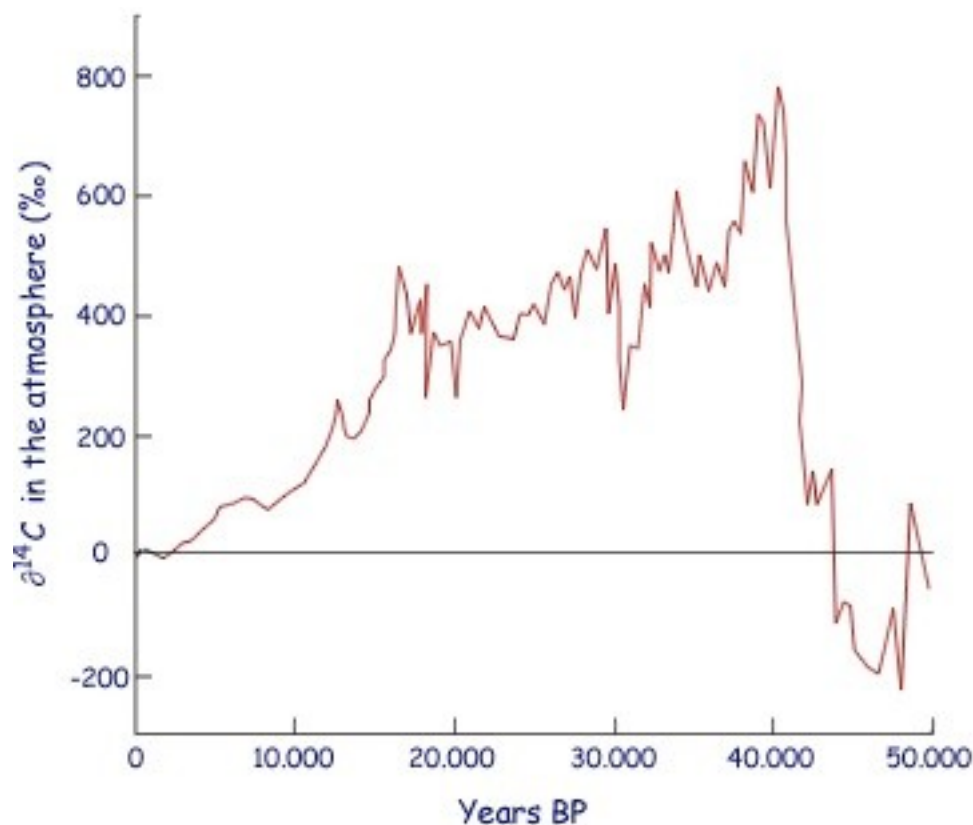


Fig. Diferencia aproximada del carbono-14 atmosférico en los últimos 50.000 años con respecto al presente según mediciones en Cariaco (Hughen, 2004).

Durante los últimos diez mil años ha habido un declive en la concentración de carbono-14 en la atmósfera debido a una variación del campo geomagnético terrestre que ha reforzado el escudo protector de los rayos cósmicos. La disminución, con fluctuaciones, ha sido en los últimos 10.000 años de un 15 % aproximadamente con respecto al nivel de 1950.

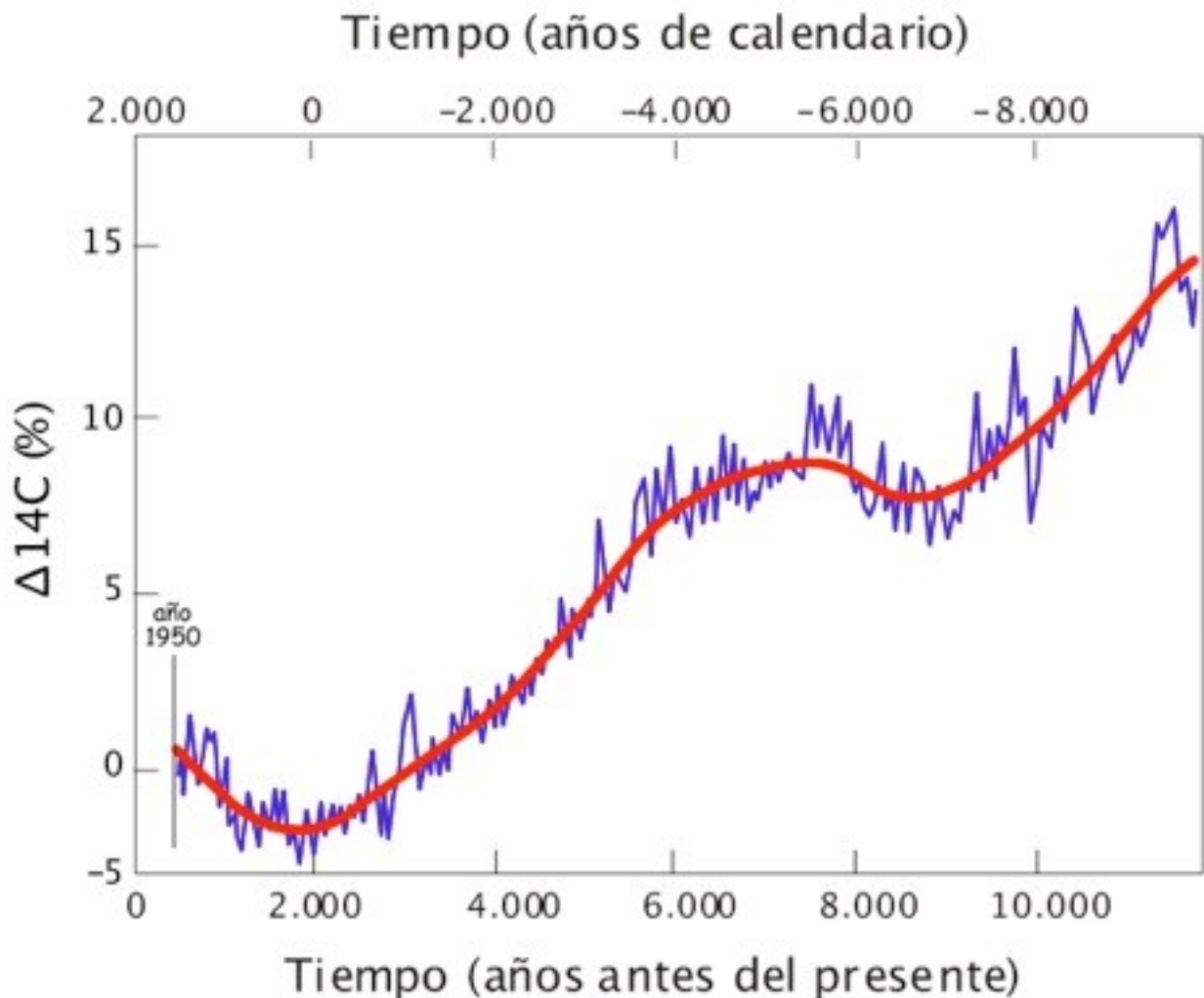


Fig. Nivel de carbono-14 atmosférico, expresado como la desviación en % del nivel standard del año 1950. La línea roja muestra la fluctuación calculada debida a un incremento del escudo terrestre geomagnético. La línea quebrada morada representa esencialmente las fluctuaciones debidas a los cambios de la actividad solar, que modifican el flujo entrante de radiación cósmica, productora de carbono-14 (Solanki, 2004).

Pero aparte de este declive y en tiempos más cortos, en escalas de siglos o menos, las causas de las variaciones habidas en la concentración de ^{14}C atmosférico son debidas a otros dos motivos: a) los cambios en la actividad solar y b) las variaciones en la ventilación oceánica.

A continuación, por su interés climatológico, las analizamos.

El carbono-14 y actividad solar

El viento solar, ligado a la intensidad de emisión de energía solar, tercepta parte de la radiación cósmica galáctica —responsable de la formación de ^{14}C —antes de que ésta llegue a la Tierra.

Por eso, cuando en un fósil, o en la madera de un anillo de árbol, del que ya se conoce su edad por otros métodos, se encuentra una anomalía con respecto al porcentaje de ^{14}C que le correspondería contener, ello indica que en la época en que vivió ese fósil, o creció ese anillo de árbol, pudo haber una anomalía en la producción de ^{14}C atmosférico y, por lo tanto, en la intensidad de la radiación cósmica galáctica que alcanzaba entonces la Tierra. La llegada de mayor o menor radiación cósmica galáctica depende inversamente de la intensidad del viento solar que la intercepta. Por eso, finalmente, se puede deducir que las anomalías detectadas en el ^{14}C dependen de las anomalías de la emisividad solar.

Las épocas en las que hubo una mayor producción de ^{14}C se corresponden con épocas de menor actividad solar (y más radiación cósmica incidente). Si además se produce un incremento del Berilio-10, un isótopo del berilio también cosmogénico, la hipótesis de una menor actividad solar se refuerza. Tal es el caso de los mínimos de Wolf, Sporer y Maunder ocurridos en el transcurso del último milenio.

Y viceversa, las épocas de menor producción de ^{14}C deben relacionarse con épocas de alta actividad solar. Según algunos paleoclimatólogos, una sequía larga e intensa ocurrida entre el 750 y el 1025 de nuestra era, que coincide con una baja producción de ^{14}C (y alta actividad solar), señalizada en los sedimentos lacustres de Yucatán, estuvo en el origen del declive de la civilización Maya. Aquellos siglos parece que fueron también calurosos en Europa (el Período Cálido Medieval), debido quizás a esta mayor actividad solar.

El carbono-14 y los cambios en la ventilación oceánica

Pueden producirse variaciones importantes en la concentración atmosférica de ^{14}C cuando cambian drásticamente las condiciones de ventilación de los mares. Ocurre que hay un intercambio continuo de CO_2 entre la atmósfera y los océanos. Ahora bien, una vez que el CO_2 es absorbido por el agua y penetra en el océano puede permanecer siglos atrapado en él y, por lo tanto, su carbono se va empobreciendo en ^{14}C . De esta forma el CO_2 devuelto a la atmósfera en los procesos de afloramiento (upwelling) de aguas profundas contiene un carbono empobrecido en ^{14}C , lo cual hace que se reduzca también la concentración de ^{14}C del CO_2 atmosférico.

Cuando el ciclo de intercambio de carbono entre la atmósfera y el océano se modifica también lo hace la concentración de ^{14}C , tanto en la atmósfera como en la superficie del océano. Por ejemplo, a comienzos del Younger Dryas, hubo un fuerte aumento en la concentración de ^{14}C atmosférico, ya que la atmósfera dejó de recibir del mar el CO_2 empobrecido en ^{14}C , que había estado recibiendo anteriormente, durante el cálido Bølling-Allerød. Ocurrió que con el advenimiento de la nueva situación oceánica, disminuyó la ventilación del Atlántico, ya que la circulación termohalina —como en los tiempos fríos de la glaciación—, se había debilitado de nuevo. También en la superficie del mar este aumento está documentado, gracias, por ejemplo, a las mediciones de ^{14}C realizadas en los foraminíferos planctónicos fósiles conservados en las laminas sedimentarias de la cuenca marina de Cariaco.

También las diferencias existentes entre la edad del carbono disuelto en las aguas tropicales y la edad del carbono disuelto en las aguas de latitudes altas pueden dar ciertas claves sobre las variaciones de la circulación oceánica. En efecto, actualmente, la edad aparente (diferencia con respecto a la atmósfera) del reservorio de las aguas superficiales de los Trópicos y del Atlántico Norte, analizando su ratio $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, es de unos 400 años, mientras que en las altas latitudes del Pacífico Norte y Sur es de unos 1.200 años. Esta diferencia está causada por el tipo e intensidad de circulación oceánica termohalina existente hoy día. Pues bien, por medio del estudio del ^{14}C contenido en la caliza de foraminíferos fósiles recogidos en diferentes regiones, podemos saber algo sobre los cambios ocurridos en las edades de los diferentes reservorios oceánicos, a lo largo, por ejemplo, de la última desglaciación, y extraer así conclusiones sobre las variaciones en la circulación termohalina de aquella época.

Apéndice 7. El mar en la investigación paleoclimática

1. Foraminíferos

2. Corales

3. Derrubios de roca transportados por icebergs

4. Alquenonas

1. Foraminíferos

Los foraminíferos son animales microscópicos, pertenecientes al zooplancton. Sus conchas de caliza (CaCO_3) permiten estudiar las variaciones isotópicas del oxígeno y del carbono marino, y ofrecen claves sobre las temperaturas del agua, el volumen de los hielos e, incluso, el funcionamiento de las corrientes marinas. Además las variaciones en el habitat marino de sus diferentes especies son también indicativas de la evolución climática. Así mismo, el análisis de la concentración de algunos elementos químicos presentes en pequeñas cantidades en sus conchas es utilizado en la investigación paleoceanográfica y paleoclimática.

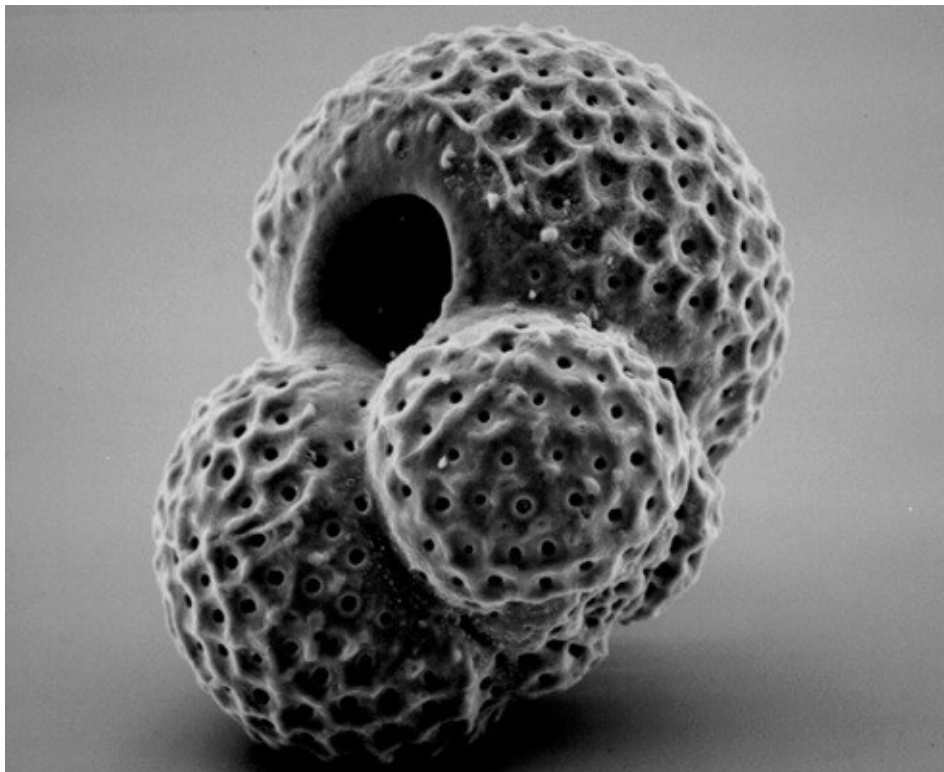


Fig. Neogloboquadrina Pachyderma (sinistral)

Mediciones isotópicas del oxígeno de los foraminíferos y estadios isotópicos marinos

Las mediciones isotópicas del oxígeno de las conchas de los foraminíferos fósiles permiten conocer los cambios habidos en la acumulación de hielo en los continentes. El razonamiento se encadena de la siguiente forma.

No todas las moléculas de agua son idénticas. El peso atómico del oxígeno es mayoritariamente 16, pero existe una pequeña fracción de moléculas de agua (un 0,12 % aproximadamente) cuyo oxígeno pesa 18. Esto implica que las moléculas de agua que contienen oxígeno pesado, H_2^{18}O , pesan más que las que contienen oxígeno ligero, H_2^{16}O . Pues bien, ocurre que las moléculas de agua con más peso tienden a evaporarse del mar con mayor dificultad que las ligeras. Además, si han pasado al estado de vapor, tienden a condensarse y a volver al océano antes que las que contienen el isótopo ligero. De esta forma, el agua de los océanos es siempre más rica en el isótopo pesado ^{18}O que el vapor de agua atmosférico. Es también más rica en ^{18}O que la que precipita en forma de lluvia o de nieve, o que la que se acumula en forma de hielo en los casquetes continentales.



Fig. Durante los períodos en los que el hielo —pobre en ^{18}O — es retenido en los continentes, el agua oceánica es proporcionalmente rica en ^{18}O . Aumenta así la ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua marina. Y viceversa, cuando no hay hielo acumulado en el continente, la ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del mar disminuye. Por eso, si conocemos las variaciones de estas ratios en el mar, podemos deducir la existencia o no de glaciaciones continentales.

¿Y cómo se conocen los cambios ocurridos en esa ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua del mar?

Uno de los métodos es el análisis de las variaciones isotópicas en las conchas de los foraminíferos fósiles recogidos en numerosos sondeos del subsuelo marino. Los foraminíferos poseen conchas de caliza (CaCO_3) construídas a partir de los iones de calcio (Ca^{2+}), y de carbonato (CO_3^{2-}) o de bicarbonato (HCO_3^-) disueltos en el agua marina. En el proceso de cristalización de la caliza se produce un fraccionamiento isotópico del oxígeno, de tal forma que la ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del caparazón es mayor o menor en función principalmente de la ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua del mar, pero también de la temperatura del agua.

Para llevar a cabo estos estudios se creó el programa internacional ODP (Ocean Drilling Program) por el que, desde hace varias décadas, se practican sondeos en el subsuelo de todos los océanos del planeta. Del lecho oceánico se extraen unos largos cilindros de sedimentos, denominados pistones o testigos (cores), cuyas secciones contienen conchas fósiles de foraminíferos de diferentes épocas. Una vez seleccionadas, analizadas y determinadas las ratios isotópicas del oxígeno de las muestras, se comparan con la standard (PDB) y se obtiene el valor $\delta^{18}\text{O}_{\text{muestra}}$ de tal forma que:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{muestra}} (\text{‰}) = \frac{(\text{18O}/\text{16O})_{\text{muestra}} - (\text{18O}/\text{16O})_{\text{standard}}}{(\text{18O}/\text{16O})_{\text{standard}}}$$

No es fácil distinguir en escalas de tiempo muy largas cuál ha sido el factor que más ha intervenido en las variaciones $\text{18O}/\text{16O}$ de los foraminíferos, si la temperatura del agua en que se formaron, o el valor $\text{18O}/\text{16O}$ del agua del mar. Este último valor depende directamente de la mayor o menor acumulación de hielo continental. En un determinado período, tanto si la temperatura del mar decrecía, como si se formaban mantos de hielo en los continentes, el valor $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita de los foraminíferos aumentaba. Por lo tanto, los valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ de los foraminíferos indican períodos cálidos y los valores altos períodos fríos, sin que se pueda determinar exactamente si la variación es debida a la temperatura o al volumen del hielo continental. Se considera que en general durante el Cenozoico el valor $\delta^{18}\text{O}$ de la calcita disminuye 0,25‰ por cada grado que aumenta la temperatura del agua, y disminuye un 0,1‰ por cada 10 metros que asciende el nivel del mar.

El extraer conclusiones del análisis isotópico de los foraminíferos del último millón de años es más fácil, ya que durante los últimos ciclos glaciares e interglaciares del Cuaternario la temperatura de las aguas de las profundidades oceánicas, muy frías, apenas ha variado (a diferencia de lo ocurrido con la temperatura de las aguas superficiales, que ha sufrido cambios mucho más bruscos, tanto estacionales como interanuales). Por ello, se suelen estudiar los fraccionamientos isotópicos de los foraminíferos béticos (habitantes de las profundidades) en orden a poder determinar aproximadamente la evolución del nivel de los mares. Una vez conocido este dato, si analizamos el fraccionamiento isotópico de los foraminíferos planctónicos (habitantes de la superficie) podremos deducir también con bastante precisión la variación en la temperatura de las aguas superficiales.

Un problema de interpretación del análisis isotópico de las conchas de los foraminíferos planctónicos radica en la corrosión y recristalización parcial de las conchas calizas, que sufren cuando llegan al fondo y se encuentran con aguas mucho más frías que las superficiales. Este proceso parece estar en el origen de la paradoja de que en épocas cálidas como el Eoceno, el análisis isotópico de los foraminíferos de las aguas tropicales superficiales indique temperaturas mucho más bajas de las que otras indicaciones paleoclimáticas señalan. El problema se resuelve, y el valor calculado para las temperaturas marinas aumenta, si se utiliza para el análisis isotópico sólo los foraminíferos que al microscopio aparezcan prístinos y perfectamente conservados, sin recristalizaciones (Pearson, 2001).

El análisis isotópico de los foraminíferos béticos en diferentes sondeos oceánicos señala una evolución homogénea a nivel global de $\delta^{18}\text{O}$, que depende del volumen de hielo acumulado en los continentes y de las temperaturas del agua profunda. Esta homogeneidad permitió a Emiliani (Emiliani, 1955) y a oceanógrafos posteriores parcelar el último millón de años en sucesivos estadios isotópicos marinos (mis: marine isotope stage), según los valores de $\delta^{18}\text{O}$. Los estadios, que son numerados, se suelen dividir a su vez en subestadios, que suelen estar representados con letras minúsculas. En el Último Ciclo Glacial se distinguen cinco estadios. Comienza con el estadio número 5, dividido en cinco subestadios (el subestadio 5e corresponde al pico del interglacial Eemense). Los mis 4, 3 y 2 cubren la segunda parte de la glaciación, desde hace ~75.000 años hasta su terminación en el 11.500 antes del presente. Y el último, el estadio mis 1 corresponde al Holoceno.

La sucesión cíclica de los estadios marinos viene corroborada en el análisis isotópico del oxígeno de los testigos de hielo de Groenlandia y de la Antártida. El estadio actual, el interglacial mis 1, cuyo final se desconoce cuándo acontecerá, puede parecerse, por la similaridad de los parámetros orbitales, especialmente por la baja excentricidad de la órbita, al interglacial mis 11 ocurrido hace unos 400.000 años. De ser así, y sin otros factores como el actual aumento del CO_2 , todavía quedarían muchos miles de años para que entrásemos en una nueva glaciación. Aquel fue un interglacial largo, de una duración de unos 30.000 años, con un nivel de CO_2 muy semejante al preindustrial del Holoceno (EPICA community members, 2004; Raynaud, 2005; Broecker, 2006).

Variaciones en cantidad y especies

Las temperaturas de las masas de agua pueden también ser determinadas estudiando las agrupaciones de foraminíferos que vivieron en ellas. Los foraminíferos, de los que hay una gran variedad de especies, son muy sensibles a la temperatura del agua en que viven. De una especie a otra existen claras diferencias en las preferencias de las masas de agua en que se desarrollan, ya sean de tipo polar, subpolar, mixta o tropical. Así, los porcentajes de aparición de cada especie en las muestras fósiles de los sedimentos oceánicos permiten determinar el tipo de agua en que se desarrollaron en cada período. De esta forma se deducen indirectamente las variaciones de temperatura habidas en las diversas regiones oceánicas. Estos cambios de temperatura indican a su vez las variaciones ocurridas en la dirección y en la intensidad de las corrientes marinas, tanto superficiales como profundas.

Una de las especies de foraminíferos más utilizada en estas investigaciones es un caracolillo microscópico cuya concha tiene la punta enroscada en sentido levógiro, el foraminífero *Neogloboquadrina Pachyderma* (s), que es típico del agua polar. Vive en aguas frías cuyas temperaturas oscilan entre el punto de congelación y los 10°C. Está ausente en las masas de agua más cálidas y su presencia aumenta linealmente a medida que la temperatura decrece, hasta alcanzar el 100% de la fauna planctónica en las aguas cuya temperatura es casi la de congelación. Por eso, en los testigos de los sedimentos marinos del lecho oceánico, la aparición y desaparición de este fósil indica con bastante precisión los vaivenes de las temperaturas de las aguas superficiales, especialmente en el Atlántico Norte.

Elementos traza: magnesio, estroncio, cadmio, boro, neodimio

En la precipitación de la calcita que forma las conchas de los foraminíferos, algunos iones de magnesio, estroncio, cadmio o boro, sustituyen a los iones de calcio, dependiendo de diversos factores que tienen relación con el clima.

magnesio

Investigaciones sistemáticas en muchos sondeos marinos en diversas latitudes, y en experimentos de laboratorio con cultivos de foraminíferos, han permitido establecer una fórmula que relaciona la ratio Mg/Ca con las temperaturas del agua del mar. Cuanto mayor sea la temperatura del agua, más cantidad de magnesio precipita en las conchas. Así, por ejemplo, se ha podido determinar a partir de varios sondeos en el Atlántico que sus aguas profundas se han enfriado unos 12°C en los últimos 50 millones de años. También este método aplicado a los foraminíferos de la cuenca marina de Cariaco (Venezuela) ha permitido deducir que las fases de la última desglaciación, Younger Dryas incluido, afectaron también al Atlántico tropical (Lea, 2003).

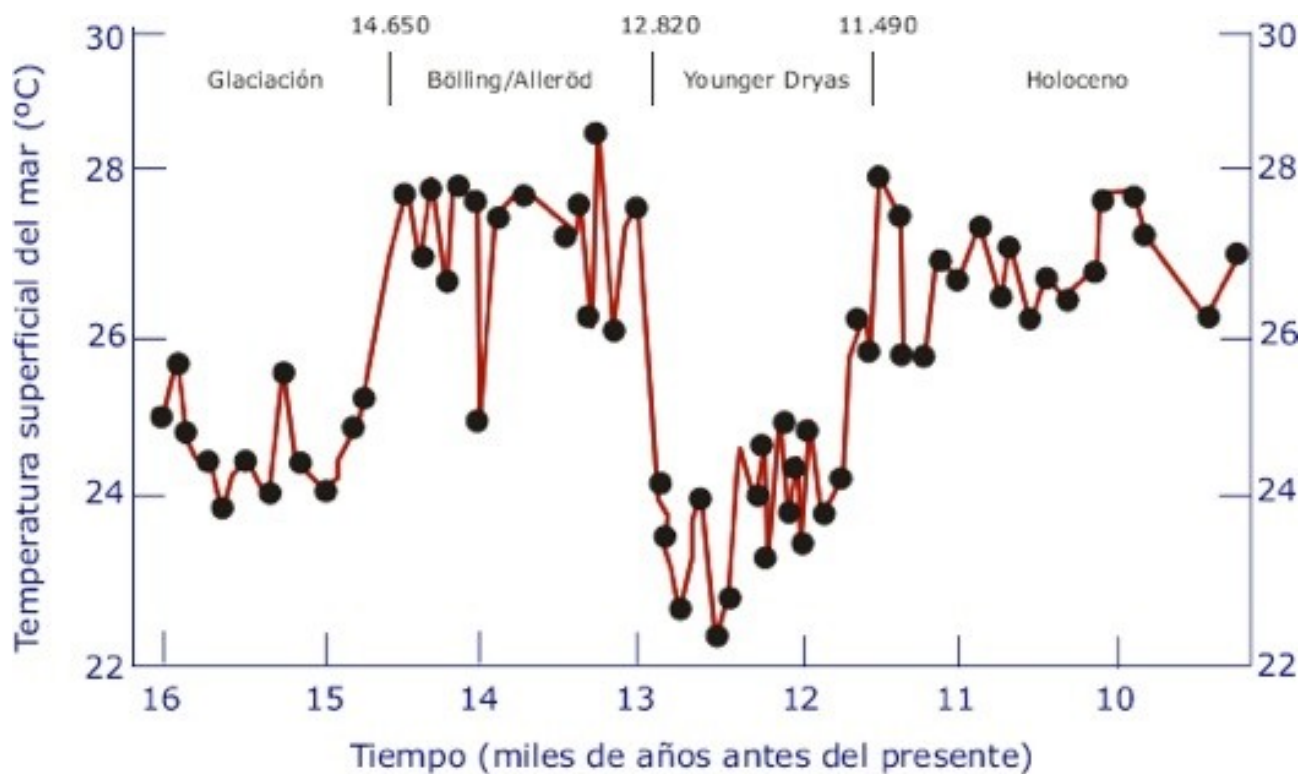


Fig. Evolución de la temperatura superficial del mar en Cariaco (Venezuela) según el análisis de la ratio Mg/Ca de foraminíferos planctónicos.

Una vez conocida la variación de temperatura de las aguas mediante el análisis del magnesio, se puede calcular la parte del valor de $\delta^{18}\text{O}$ de los foraminíferos béticos que corresponde a este factor, y el resto corresponderá a las variaciones isotópicas del agua del mar, dependientes a su vez de la mayor o menor acumulación del hielo continental durante el transcurso de esos 50 millones de años. En definitiva, conjuntando el análisis del Mg con el de $\delta^{18}\text{O}$ se puede saber cuándo ha habido glaciaciones en los últimos 50 millones de años (Nurnberg, 2000).

Gracias al análisis del Mg, sondeos en el Pacífico Ecuatorial han determinado que las temperaturas allí en el Último Máximo Glacial eran unos 3°C inferiores a las actuales. Y comparando la evolución de estas temperaturas con la evolución de $\delta^{18}\text{O}$, se ha llegado a la conclusión sorprendente de que durante los últimos ciclos glaciales los cambios térmicos en el Pacífico Ecuatorial precedieron a la evolución del hielo en los mantos continentales en unos 3.000 años. Esto indica que el Pacífico Ecuatorial debió jugar un papel activo en las glaciaciones del planeta (quizás, afectando al intercambio de calor entre el mar y el aire, y también al intercambio de vapor de agua y de CO_2 (Lea, 2000). También de este análisis se deduce que la temperatura del agua superficial del Pacífico Occidental durante el interglacial Eemiense era más de 3°C superior a la del actual Holoceno.

Uno de los problemas del método del Mg/Ca es que, gracias al estudio de erizos marinos fósiles, se ha descubierto que la proporción Mg/Ca del agua del mar ha variado mucho a lo largo del Fanerozoico (Dickson, 2002).

estroncio

Con respecto a otro elemento traza importante, el estroncio, se ha comprobado que la intensidad del monzón asiático durante la glaciación se manifiesta en la concentración marina de sus isótopos. El estroncio se encuentra en pequeñas cantidades en la calcita de foraminíferos y en los corales.

El estroncio, disuelto en el océano, está compuesto de dos isótopos, cuya ratio, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, es indicativa de un mayor o menor drenaje de las corrientes fluviales. Las rocas silicatadas de granitos y gneiss tienen una mayor ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. El sistema Ganges-Bramaputra tiene por eso altos

coeficientes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que, en épocas de fuerte erosión y escorrentía, modifican al alza la partición isotópica del agua oceánica. Además se observa una correlación entre los niveles de ^{18}O y los del ^{87}Sr en los corales y foraminíferos, lo que corrobora la idea de que en los períodos fríos disminuye la fuerza de los monzones y, en consecuencia, los procesos erosivos del Himalaya (Dia, 1992). En los últimos 40 millones de años la ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina ha aumentado de 0,7078 a 0,7092, debido probablemente al levantamiento del Tibet, que a su vez es un factor fundamental en la tendencia al enfriamiento general del planeta.

Ya que la meteorización de los basaltos hace disminuir la ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, las variaciones isotópicas del estroncio marino han sido también estudiadas en estratos sedimentarios correspondientes al momento crítico de la catástrofe K/T, hace 65 millones de años, para determinar la repercusión del vulcanismo del Decán, en la India, y saber si aconteció antes o después de la catástrofe.

Otra campo de aplicación del análisis del estroncio es la paleontología y la arqueología. El estroncio contenido en el marfil de los dientes humanos o animales suele ser de un tipo que depende de la alimentación de los individuos —y en definitiva del agua de los suelos de cultivo—, por lo que su estudio puede utilizarse para determinar, por ejemplo, el habitat en que se desarrollaron algunos fósiles. En un caso concreto de investigación sobre los Mayas, el estroncio de los restos estudiados del rey maya Yax K'uk Mo's de Copán, descarta que procediera de la lejana ciudad azteca de Teotihuacán. Algunas hipótesis sostienen que procedía de aquel lugar, pero la ratio del estroncio de la ciudad azteca es muy diferente a la que presentan los dientes y huesos de sus restos (Day, 2004).

cadmio

Un indicativo químico del funcionamiento de las corrientes profundas es el cadmio que se encuentra también en pequeñas cantidades en los caparazones de los foraminíferos bénticos. La cantidad de cadmio que se encuentra en sus conchas depende de la cantidad de cadmio disuelto en el agua.

A su vez, la cantidad de cadmio disuelta en el agua es similar a los de los nutrientes esenciales, los fosfatos y los nitratos. De esta forma el cadmio de los foraminíferos fósiles nos puede también indicar el mayor o menor recorrido de las aguas profundas, y darnos claves sobre la circulación general termohalina. En la actualidad el alto contenido de PO_4 y Cd en las profundidades del Pacífico con respecto al agua profunda del Atlántico es atribuido a esta circulación, que va acumulando cadmio y nutrientes en su recorrido. La reducción de esta diferencia interoceánica durante los períodos más fríos puede indicar que la formación de agua profunda en el Artico (NADW) y la circulación termohalina era entonces menos intensa.

boro

También los esqueletos de los foraminíferos incorporan boro equivocadamente. La composición isotópica de este boro depende de la proporción de borato y ácido bórico existente en el agua, que a su vez depende del pH. Y el pH oceánico depende, entre otras cosas, de la cantidad de CO_2 disuelto en el agua en forma de ácido carbónico, en consonancia, a su vez, con la concentración de CO_2 atmosférico. Así, el estudio isotópico del boro de las conchas de los foraminíferos fósiles permite determinar, con más o menos precisión, la evolución del CO_2 oceánico, y atmosférico (Pearson, 2000). De todas formas, los resultados son discutidos pues no concuerdan con los obtenidos utilizando otras técnicas recientes de estudio del pH en los tiempos glaciales, también basados en el análisis de las conchas de los foraminíferos (Anderson, 2002).

neodimio

Desde hace algunas décadas los paleoceanógrafos vienen utilizando la composición isotópica de un elemento traza, el neodimio, en los sedimentos marinos, particularmente en los nódulos metálicos de hierro y manganeso, y también en los dientes fósiles de peces para determinar la mayor o menor fuerza de la circulación termohalina. Ocurre que la ratio entre el neodimio-143 y el neodimio-144 es muy diferente en las aguas del Atlántico Norte y en las del Pacífico, debido a las diferencias en las rocas continentales que rodean esos océanos. Además, debido a su elevado peso atómico, el

neodimio no es alterado isotópicamente por la biología marina.

En la corriente de aguas profundas del Atlántico Norte la señal isotópica del neodimio $\delta^{143}\text{Nd}$ es -14 , mientras que la señal isotópica $\delta^{143}\text{Nd}$ de las aguas profundas de la Antártida es $-7/-9$.

Se ha comprobado que durante el transcurso de la última glaciación, la ratio disminuía en los sedimentos de un sondeo del Atlántico Sur cuando había un calentamiento y una aceleración de la circulación termohalina, con mayor entrada de agua profunda del Atlántico Norte (NADW). Por el contrario, aumentaba cuando las aguas se enfriaban y se desaceleraba el “conveyor belt”.

Al parecer, comparando los cambios en la ratio isotópica del neodimio con otras variables como el aumento de los hielos y el enfriamiento de las aguas profundas (estimados según el $\delta^{18}\text{O}$ de los foraminíferos béticos) hacia el 70.000 antes del presente, resulta que el cambio en la circulación oceánica sigue, pero no precede, al enfriamiento (Piotrowski et al., 2005).

También se ha utilizado el análisis de los isótopos de neodimio de los dientes fósiles de peces de un sondeo en el Atlántico Sur para establecer los tiempos en los que la Antártida fue quedando aislada al irse abriendo el estrecho de Drake y el paso de Tasmania (Sher, 2006).

2. Corales

Otros elementos importantes que dan pistas sobre algunas características de los océanos y de los climas primitivos son los corales. Una ventaja es que su crecimiento permite, con las técnicas modernas de datación, obtener resoluciones de tiempos muy cortos y dataciones muy precisas.

Los corales han sido utilizados, en primer lugar, para determinar los ritmos de cambio del nivel del mar durante los ciclos glaciales, y especialmente durante la última desglaciación. Para poder mantener sus partes vivas cerca de la luz, los corales casi siempre viven muy cerca de la superficie del mar. Entre el 18.000 y el 8.000 antes del presente, a medida que ascendían las aguas marinas por causa de la fusión de los hielos continentales, los corales perdían el contacto con la luz e iban muriendo, pero sobre sus propios esqueletos calcáreos se iban desarrollando nuevos corales vivos. De esta forma, en algunos lugares se han conservado terrazas superpuestas de corales fósiles de muchos metros de espesor, con edades que abarcan toda la desglaciación. Una vez datados los diferentes estratos coralinos—por medio del ^{14}C o del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ —, las diferencias de nivel en que se encuentran marcan el ritmo de subida del nivel del mar

Para que el método sea válido es necesario basarse en corales que hayan crecido en zonas geológicamente estables, o de las que se conozcan con precisión su ritmo de subida o de bajada isostática, con el fin de evitar que la señal de los cambios del nivel del mar quede desvirtuada por esos movimientos verticales del sustrato rocoso en el que se han desarrollado. Estudios coralinos de este tipo han sido realizados especialmente en Barbados, en el Caribe, y en la península de Huon, en Nueva Guinea. Por ejemplo, en Barbados los corales que crecieron hace 21.000 años se encuentran hoy día a una profundidad cercana a los 118 metros. Si tenemos en cuenta que desde entonces el levantamiento tectónico de la región ha sido de unos 7 metros, el desnivel producido por el incremento del agua oceánica sería de 125 metros. La determinación de la altura del nivel del mar en anteriores glaciaciones, especialmente de sus niveles mínimos, resulta más peliagudo (Bard, 1996).



Fig. Terrazas coralinas emergidas en Huon (Nueva Guinea) (NOAA)

Del estudio químico del estroncio de los corales también se pueden deducir las variaciones térmicas del agua en que vivieron. La ratio Sr/Ca de los esqueletos coralinos está linealmente relacionada con la temperatura de las aguas superficiales del mar. En Barbados, del estudio de una serie de corales fósiles sumergidos frente a la costa sur de aquella isla, se obtiene un enfriamiento de hasta 5°C durante el Último Máximo Glacial, lo cual viene a rectificar las indicaciones del estudio de los foraminíferos que, en los estudios anteriores del proyecto internacional CLIMAP indicaban temperaturas en las aguas tropicales casi iguales que las actuales (CLIMAP Project Members,

1981). Los corales fósiles analizados y datados (por el método del $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) pertenecen a la especie *Acropora Palmata*, típica del Caribe, que vive a muy poca profundidad. El estudio mide la temperatura de la capa de las aguas de mezcla superficiales (surface mixed layer). La deducción de la temperatura se basa en la mayor o menor concentración de estroncio en los esqueletos coralinos (Guilderson, 1994). Estudios similares realizados con una buena secuencia continua de corales en Vanuatu, en el suroeste tropical del Pacífico, también por termometría del Sr/Ca, prueban que allí también las temperaturas de la superficie del mar eran unos 5 °C inferiores durante la época glacial (Beck, 1997).

3. Derrubios rocosos transportados por icebergs

Un método para conocer las trayectorias de las corrientes superficiales del Atlántico Norte en los tiempos glaciales es el estudio de la distribución de los sedimentos oceánicos transportados por los icebergs a la deriva (ice-rafted debris). En el fondo del Atlántico, en alta mar y en latitudes medias, se han encontrado, de diferentes épocas y con diferentes espesores, un tipo de sedimentos que por su tamaño (>150mm) sólo han podido ser transportados hasta allá por icebergs y no por el viento. Probablemente, las lenguas de hielo del domo Laurentino que bajaban hacia el mar, antes de romperse en icebergs, erosionaban el lecho rocoso y atrapaban trozos de piedra que arrastraban consigo. Cuando los icebergs a la deriva llegaban a aguas suficientemente calientes como para provocar su fusión, estos sedimentos rocosos incrustados en el hielo se desprendían y caían al fondo del mar en donde quedaban depositados. Una vez datadas las capas sedimentarias, la mayor abundancia de estos detritos marca para cada época climática la zona de máximo avance y fusión de los icebergs.

La aparición casi continua de importantes sedimentos de este tipo en el Mar de Noruega comienza hace unos 2,5 millones de años. Indica que para entonces ya había glaciares que llegaban hasta el mar. Fueron aquellos glaciares los que, en su proceso de excavación, formaron los valles que quedaron posteriormente inundados por el mar tras la fusión del hielo, creando los actuales fiordos noruegos. La existencia de estos sedimentos transportados por aquellos icebergs indica el comienzo en Europa del Cuaternario, dominado por el frío. Pero existen episodios anteriores, de hace unos 5 millones de años, que parecen probar que hubo ya antes glaciaciones incipientes en esa región del norte de Europa (Jansen, 1991).

4. Alquenonas

Las alquenonas son unas moléculas de origen biológico producidas por algunos tipos de algas marinas, especialmente por algunos cocolitóforos como *Emiliana huxleyi*. Las moléculas contienen 37 átomos de carbono y están presentes en todos los océanos, tanto en los sedimentos como en el agua. La particularidad interesante es que se presentan en formas químicas diferentes, con diferentes números de enlaces dobles (2 o 3), y cuya abundancia está linealmente relacionada con la temperatura del agua en la que vivieron las algas. Por eso sirven como paleotermómetros de las temperaturas superficiales del mar (Rossell-Melé, 1998).



Fig. Temperatura de la superficie del mar (sst) calculada a partir de las alquenonas del sondeo ODP-977A en el Mar de Alborán (Martrat, 2004)

Las alquenonas también son útiles para determinar la evolución de la presión de CO₂ del agua oceánica. La fraccionación isotópica del carbono que contienen depende de la presión del CO₂ del agua en donde las algas realizaron la fotosíntesis y fijaron el carbono. El análisis de su $\delta^{13}\text{C}$ permite sacar conclusiones indirectas sobre la concentración del CO₂ atmosférico en tiempos pretéritos, ya que existe un equilibrio entre el CO₂ disuelto en el mar y el atmosférico (Eglington, 2000). Sin embargo algunos de sus resultados son muy paradójicos y hacen dudar sobre la validez del método. Por ejemplo, las indicaciones de las alquenonas durante el óptimo térmico del Mioceno medio indican unos niveles de CO₂ muy bajos, de unas 200 ppm. Pero lo más sorprendente aún es que, después, cuando el clima de nuevo tiende a enfriarse, las alquenonas indican un aumento gradual de la concentración de CO₂ en la atmósfera, hasta alcanzar al final del Mioceno un nivel de 290 ppm (Pagani, 1999).

Apéndice 8. Investigaciones en los hielos

1. Ice cores (testigos de hielo)

2. Los principales sondeos

3. Isótopos del oxígeno, hidrógeno y nitrógeno

1. Ice cores

Probablemente son los hielos de los casquetes polares de Groenlandia y de la Antártida los que han dado a los paleoclimatólogos las informaciones más abundantes en lo que respecta a las últimas glaciaciones. En las nieves acumuladas año tras año, compactadas luego en duro hielo y conservadas durante milenios en sucesivas capas, se guardan muchas pistas de la química atmosférica y del clima de los últimos ciclos glaciales.

La extracción en la vertical de cilindros de hielo (ice cores) permite analizar las sucesivas capas de nieve precipitadas en esos milenios y la composición del aire atrapado en ellas. La nieve, que al depositarse va formando al principio capas porosas y permeables, llega al cabo de cierto tiempo a compactarse de tal manera que algunas burbujas de aire quedan secuestradas en los hielos durante cientos de miles de años. La datación de las capas en los primeros centenares de metros es relativamente sencilla, ya que la diferente textura y color de la nieve del verano y del invierno permite diferenciar la nieve caída año tras año.



Fig. Cilindros de hielo extraídos para su análisis

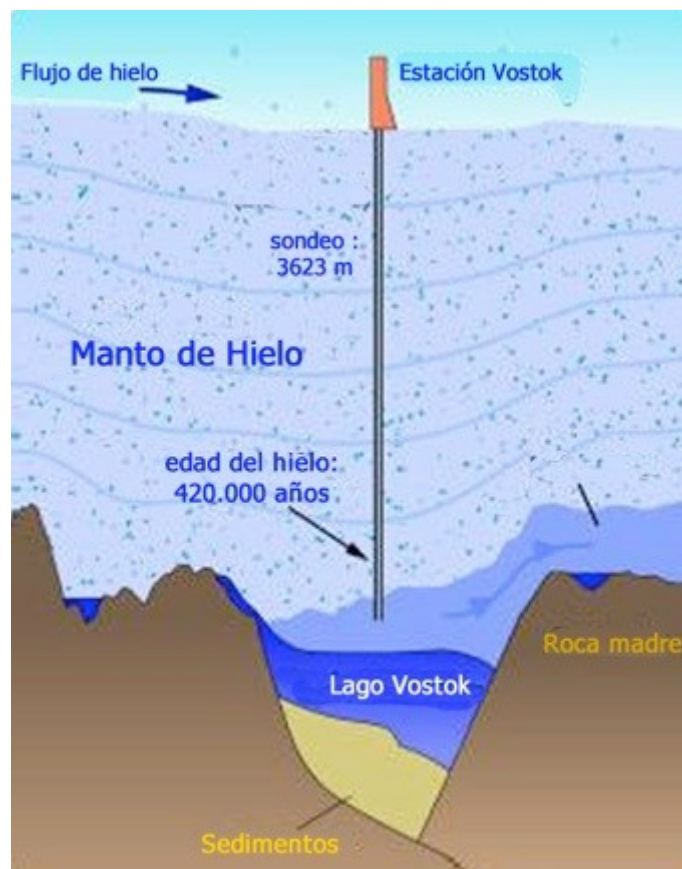
Para la datación de las capas de mayores profundidades se utilizan modelos matemáticos que tienen en cuenta diversas propiedades de compresión del hielo acumulado. Al existir varios sondeos en puntos diferentes de la Antártida y de Groenlandia, es posible, aunque entraña ciertas dificultades, correlacionarlos y ajustar los resultados. Como las variaciones de la concentración atmosférica de metano son rápidas y homogéneas en los dos hemisferios, se suelen utilizar los datos de este gas para ajustar las series de los dos hemisferios.

Una dificultad importante en la datación de las capas es que, antes de la consolidación del hielo y debido a la porosidad de la nieve, el aire puede penetrar en la columna de hielo hasta una profundidad de 50 metros o más. Por lo tanto, el aire que encontramos en una capa determinada no tiene la edad del hielo de la capa sino que es posible que sea varios cientos de años más joven que el propio hielo que lo enjaula. Depende del grosor de las sucesivas capas de nieve. Si estas son espesas la diferencia de edad es menor ya que la difusión del aire hacia abajo penetra en un número menor de capas subyacentes. Como la precipitación de nieve es muy diferente en unos sitios y otros, las dataciones se complican.

2. Los principales sondeos

En la Antártida, en la vieja estación soviética Vostok (78°S-106°E, altitud 3.488 metros, temperatura media -55°C) se logró en 1.998 llegar a una profundidad de 3.623 metros, gracias a lo cual el sondeo cubre el período de los últimos cuatro ciclos glaciales, es decir, 420.000 años (Petit, 1999). Un centenar de metros por debajo de esa profundidad existe un gran lago subglacial, producto de la

fusión del hielo que está en contacto con la base rocosa. Por miedo a su contaminación el sondeo se detuvo allí. El lago subglacial aún no ha sido apenas investigado, aunque se proyecta hacerlo, debido al gran interés de sus aguas, que han permanecido separadas de la atmósfera quizás durante millones de años (Nadis,1999).



Más recientemente, en otra estación de sondeo, Dome C (o Domo Concordia), el proyecto europeo EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) ha llegado hasta los 3.000 metros de profundidad y penetrado en capas de hielo depositadas en tiempos más antiguos que los del sondeo de Vostok, hasta los 740.000 años antes del presente, correspondientes en total a ocho ciclos glaciales (EPICA community members, 2004) y el 23 de Enero del 2006 los japoneses en Fuji Dome, en la Antártida Oriental alcanzaron los 3.029 metros de profundidad, superando probablemente en unos 20.000 años al sondeo de Dome C.

Tanto en Dome C como en la estación meteorológica Vostok, muy alejadas de la costa y con temperaturas muy bajas, la precipitación anual de nieve es muy escasa. Por lo tanto, aunque el sondeo allí alcanza una gran profundidad y abarca un período muy amplio, su resolución temporal es baja. Para estudios más detallados de épocas más recientes, especialmente aplicados a los últimos milenios, son más útiles otros lugares de la Antártida, más cercanos a la costa, como es el caso de la estación de Law Dome. En Law Dome, aunque el sondeo es menos profundo, se produce anualmente una acumulación mayor de nieve, por lo que los espesos estratos de hielo antiguo presentan unas condiciones óptimas para su estudio y, sobre todo, una mejor resolución temporal. Además, al ser más espesos los estratos de nieve, la diferencia entre la edad real del aire atrapado en las burbujas y la capa de nieve en la que está inserto es menor.

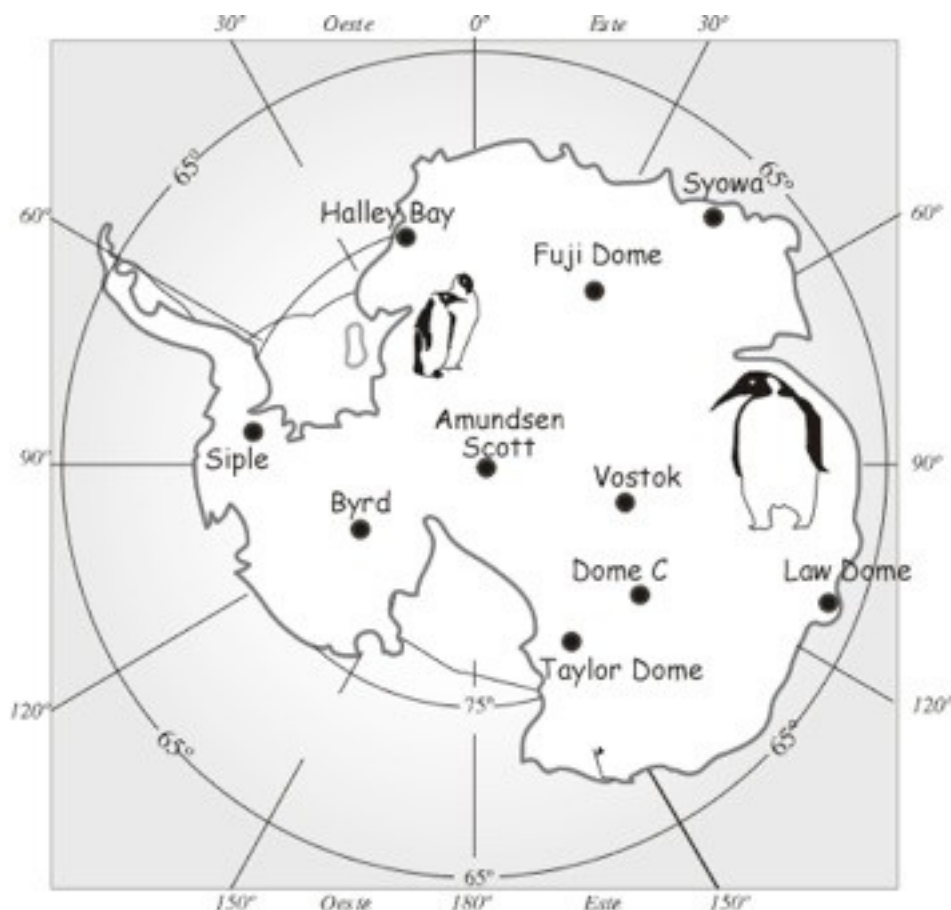


Fig. Localización de algunas estaciones de sondeo importantes en la Antártida.

En Groenlandia, el primer sondeo en el hielo lo realizó el ejército de Estados Unidos en 1966, en la base del norte llamada Camp Century. El sitio fue elegido por suponerse que en aquel lugar los movimientos del hielo habrían distorsionado muy poco la sucesión de las capas profundas. Después, se han ido encontrando sitios mejores, que permiten perforaciones más hondas. Los primeros datos fueron analizados por Willi Dansgaard y sus colegas en la Universidad de Copenhague, a donde se transportaron los cilindros de hielo extraídos del manto groenlandés. Los sondeos modernos más importantes en Groenlandia eran hasta ahora los de los programas americano GISP 1 y 2 (Greenland Ice Sheet Project) y del europeo GRIP (Greenland Ice-core Project), realizados por americanos y europeos en las proximidades de la cima del actual domo groenlandés Summit. En estos sondeos se alcanzan profundidades de hielo de unos 3.000 metros, procedente de nieve depositada allí hace unos 150.000 años. Pero los datos de las capas más profundas son de baja calidad. A partir de niveles que corresponden a unos 105.000 años, la enorme presión del hielo que está encima ha provocado tal aplastamiento de las capas profundas que hace difícil distinguirlas, además de que parece haber habido movimientos y fusiones parciales que equivocan los resultados. Por eso estos sondeos en el hielo de Groenlandia no son muy adecuados para el análisis del interglacial Eemiense, ni siquiera para el análisis del período inicial de la Última Glaciación.



Recientemente se han comenzado a publicar los resultados de otro sondeo en Groenlandia (NGRIP), situado 350 km al norte de Summit, que es aún más profundo, pues llega hasta una capa límite de hace 123.000 años, en pleno interglacial Eemiense (North Greenland Ice Core Project Members, 2004).



Fig. Estación norteamericana GISP en Summit, Groenlandia, en donde el sondeo en el hielo alcanza los 3.000 metros de profundidad

Aparte de los sondeos en el hielo de la Antártida y de Groenlandia, existen otros lugares de alta montaña, en los Andes (Huascarán, Quelccaya, Sajama), en el Tibet (Guliya, Dasuopu, Dunde), en Africa (Kilimanjaro), en donde se han realizado sondeos que alcanzan profundidades suficientes para obtener también claves climatológicas de períodos pasados. Su utilidad mayor reside en que algunos de ellos se localizan en latitudes tropicales (Krajick 2002).

3. Isótopos del oxígeno, hidrógeno y nitrógeno

Para determinar los cambios térmicos ocurridos durante las últimas glaciaciones en la Antártida y Groenlandia, se analiza el fraccionamiento isotópico del oxígeno, del hidrógeno y del nitrógeno de la nieve que se ha ido depositando y conservando en las sucesivas capas que forman los mantos de hielo.

El oxígeno del hielo

El fraccionamiento $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de los isótopos del oxígeno del hielo está en una consonancia aproximada con la temperatura de la atmósfera en la que se condensó y precipitó la nieve. Ya hemos visto anteriormente que las moléculas de agua pesada (H_2^{18}O) tienden a evaporarse del mar con mayor dificultad, a condensarse antes y a adentrarse menos en los continentes que las moléculas del agua normal, que son más ligeras (H_2^{16}O). Esta propiedad se agudiza con el frío. Las anomalías del fraccionamiento del $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del hielo ($\delta^{18}\text{O}$) se comparan con una muestra standard de agua oceánica. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del hielo son siempre negativos, tanto en las glaciaciones como en los interglaciales, ya que la ratio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua del mar es siempre superior a la de la nieve precipitada en el continente. Indican más frío cuanto más negativos sean.

Hoy día podemos comprobar que, al adentrarnos desde la costa hacia el interior de Groenlandia, la temperatura disminuye y el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de la nieve superficial también. La disminución de $\delta^{18}\text{O}$ es de un 1 ‰ por cada tramo en el que la temperatura baja 1,5 °C (en la Antártida las relaciones son algo diferentes). Usando estas relaciones como paleotermómetros, se puede calcular teóricamente las temperaturas que había cuando se fueron acumulando las sucesivas capas de nieve. Ahora bien, los investigadores han asumido que las actuales relaciones entre los cambios de temperatura y los fraccionamientos isotópicos no han cambiado en el transcurso del ciclo glacial. Por eso, los cálculos no dejan de ser un tanto aproximados, pues las relaciones sí que pueden variar en función de diversos aspectos climatológicos que hay que tener en cuenta (Cuffey, 1997). Son los siguientes:

- a) El fraccionamiento isotópico de la nieve depende más de la temperatura en altura, allí en donde se condensa el vapor de agua, que de la temperatura reinante en superficie. Por lo tanto, en caso de inversiones térmicas en superficie, frecuentes en Groenlandia y la Antártida, la temperatura a ras de suelo habrá sido mucho más fría de lo que indica el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del hielo.
- b) No es lo mismo que la nieve caiga en el corazón del frío invierno a que lo haga en el otoño o la primavera (Krinner, 1997). Las temperaturas de condensación serán diferentes. Puede haber habido modificaciones en la estacionalidad de las precipitaciones en Groenlandia y en la Antártida, y por lo tanto, la evolución de $\delta^{18}\text{O}$ puede no indicar exactamente la evolución de la temperatura media anual, sino, al menos en parte, el cambio en el régimen estacional de la nieve.
- c) Puede haber habido variaciones en la procedencia de las masas de aire que alcanzan los mantos de hielo y en la trayectoria que han seguido desde el área de evaporación del agua hasta el lugar de precipitación, lo cual tiene una clara influencia en el valor final de $\delta^{18}\text{O}$.

En definitiva, el método del análisis isotópico del oxígeno del hielo nos indica la tendencia al calentamiento o al enfriamiento, pero no es riguroso cuando se trata de determinar cuantitativamente las temperaturas reales de superficie de Groenlandia y de la Antártida durante los últimos ciclos glaciales. De hecho, las variaciones térmicas deducidas por este método en Groenlandia son bastante diferentes a las deducidas por la termometría en las perforaciones verticales del hielo (Jouzel, 1999).

El hidrógeno del hielo

Al igual que el oxígeno del agua puede ser más o menos pesado, el hidrógeno que la compone también puede tener diferente masa en su núcleo. El 99,99 % del hidrógeno es del tipo ligero (H) con un único protón y sin neutrones, pero hay un 0,01% del hidrógeno, denominado deuterio (D), que pesa el doble, ya que contiene en su núcleo un protón y un neutrón. Cuando las moléculas del hielo contienen uno o dos de estos hidrógenos pesados son, por supuesto, más pesadas que cuando sus dos hidrógenos son ligeros. De esta forma, todo lo tratado anteriormente sobre las variaciones

de la ratio $18\text{O}/16\text{O}$ de los testigos de hielo, se puede aplicar de la misma manera para las variaciones de la ratio D/H.

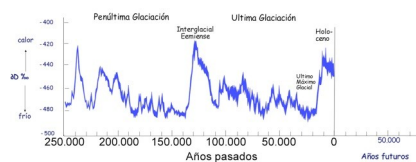


Fig. Variaciones de la ratio D/H en un sondeo del hielo en Groenlandia durante los dos últimos ciclos glaciales. En las épocas frías el deuterio del hielo disminuye y aumenta en las épocas cálidas.

De todas formas, las curvas de variación de $\delta^{18}\text{O}$ y de δD no son coincidentes. Y precisamente las características de estas diferencias, lo que se llama la curva de exceso del deuterio, suministran información sobre las variaciones térmicas de las fuentes de humedad de donde provenía la nieve (en el caso de la Antártida: la superficie de las aguas de los Mares del Sur) que pudieron variar a lo largo del ciclo glacial (Vinneux, 1999).

El oxígeno del aire atrapado en el hielo

En los sondeos de Groenlandia y de la Antártida (y en los de glaciares de alta montaña) no sólo se mide el fraccionamiento isotópico del oxígeno del hielo, sino también se mide el fraccionamiento del oxígeno del aire atrapado en la matriz de hielo.

El aire de la atmósfera y el agua del mar intercambian sus átomos de oxígeno en ciclos que duran entre 2.000 y 3.000 años, a través de los procesos de fotosíntesis y respiración del plancton. En estos ciclos se acaba produciendo un enriquecimiento de ^{18}O en el oxígeno de la atmósfera, de tal forma que el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del aire de la atmósfera es superior en un 23,5 ‰ al valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del océano. Aunque con un desfase temporal de unos pocos miles de años, el oxígeno atmosférico va sufriendo un cambio en su fraccionamiento isotópico bastante semejante al sufrido por el mar. Por eso, las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato cálcico de los foraminíferos marinos, que dependen de las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del océano, se correlacionan positivamente con las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ de la atmósfera.

Ahora bien, las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato cálcico de los foraminíferos marinos dependen del contenido isotópico de ^{18}O del agua marina (que a su vez depende de la masa de hielo acumulada en el continente y sustraída al mar), pero también de la temperatura de las aguas en las que se formaron esas conchas calizas. Por el contrario, el fraccionamiento isotópico del oxígeno del aire retenido en las burbujas del hielo, a diferencia del de las conchas de los foraminíferos, sólo depende del contenido isotópico del agua marina, es decir, del volumen de hielo retenido en los casquetes. Gracias a estas diferencias, comparando los dos registros, es posible separar los cambios debidos a la temperatura del agua de los debidos a los volúmenes de hielo acumulado en los continentes.

Otra utilidad del estudio de las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ del aire atrapado en el hielo es el de poder correlacionar cronológicamente las capas de hielo de los sondeos profundos de Groenlandia y de la Antártida, ya que en un sitio y en otro los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son semejantes en el tiempo, al no sufrir influencias térmicas locales. Esta correlación cronológica nos sirve para sincronizar las dataciones de los sondeos de Groenlandia y la Antártida, y poder comparar en el tiempo las variaciones térmicas habidas en estas dos regiones polares.

Isótopos del nitrógeno

Un efecto de los cambios de temperatura en la columna de hielo es el del fraccionamiento de los isótopos del nitrógeno, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, y del argón, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, del aire. Debido a un principio de difusión térmica pueden ser identificados cambios rápidos de temperatura, ya que los gases de una mezcla se distribuyen de acuerdo con su masa cuando existe un gradiente de temperatura en la columna en que se encuentran. Normalmente hay un enriquecimiento del gas más pesado en la parte más fría, y viceversa. Así, en caso de cambio climático, el aire de la nieve porosa y aún no

consolidada de la cima de los casquetes (hasta unos cien metros de profundidad) es fraccionado por los gradientes de temperatura que se producen en esa capa superficial. Una desviación del nitrógeno pesado $\delta^{15}\text{N}$ de 0,02 ‰ corresponde a una diferencia de 1°C . Cuando la nieve se consolida, el aire isotópicamente fraccionado queda preservado en las burbujas de los hielos glaciales, quedando esta señal isotópica como muestra de un período en el que hubo un cambio térmico importante en la atmósfera (Severinghaus, 1998).

De estudios recientes del fraccionamiento del nitrógeno del aire atrapado en los hielos de Groenlandia se ha deducido que los cambios de temperatura en los diversos períodos de la Última Glaciación fueron más abruptos de lo que las otras mediciones indicaban, especialmente las de los isótopos del oxígeno del hielo. Las ventajas de este método del nitrógeno es que se evitan las distorsiones que en el método del oxígeno del hielo puede provocar un cambio en el origen de la fuente de humedad y en la estacionalidad de las precipitaciones.

Bibliografia

Abbatt J. et al., 2006, Solid ammonium sulfate aerosols as ice nuclei: a pathway for cirrus cloud formation, *Science*, 313, 1770-1773

Abbott R. et al., 2000, Molecular analysis of plant migration and refugia in the Arctic, *Science*, 289, 1343-1346

Abelson P., 2000, Limiting Atmospheric CO₂, *Science*, 289, 1293

Ackerman A. S. et al. 2000, Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288, 1042-1047

Adams J.M. et al. 1990, Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present, *Nature*, 348, 711-714

Adkins J., 2001, Dating, vive la différence, *Science*, 294, 1844-1845

agents. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 98, 14778-14783.

Alien J. et al. 1994, Paleoclimates and their modelling, Chapman & Hall

Alien J. et al. 1999, Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period, *Nature*, 400, 740-743

Alien P. & Hoffman P., 2005, Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation, *Nature*, 433, 123-127

Alley R. B. 2000, The two-mile time machine, Princeton University Press

Alley R. et al., 2005, Ice-sheet and sea-level changes, *Science*, 310, 456-460

Alley R.B. et al. 1993, Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event, *Nature*, 362, 527-529

Alpert P. et al. 2002, The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values, *Geophysical Research Letters*, 29, 11, 3111-3114

Alpert P. et al., 2005, Global dimming or local dimming?: Effect of urbanization on sunlight availability, *Geophysical Research Letters*, 32, L17802

Alvarez, L.W. et al. 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction, Science, 208,1095-1108

Andersen B. 1994, The ice age world, Scandinavian university Press

Anderson D. & Archer D., Glacial-interglacial stability of ocean pH inferred from foraminifer dissolution rates, Nature, 416, 70-73

Anderson D. et al., 2002, Increase in the Asian Southwest monsoon during the past four centuries, Science, 297, 596-599

Anderson T. et al., 2003, Climate forcing by aerosols- a hazy picture, Science, 300, 1103-1104

Andreadis K. & D. Lettenmaier, 2006, Trends in 20th century drought over the continental United States, Geophysical Research Letters, 33, L10403

Angell, J.K., 2000, Difference in radiosonde temperature trend for the period 1979-1998 of MSU data and the period 1959-1998 twice as long, Geophysical Research Letters, 27, 2177-2180

Angell, J.K. 1999, Comparison of surface and tropospheric temperature trends estimated from a 63-station radiosonde network, 1958-1998, Geophysical Research Letters, 26, 2761-2764

Angert A. et al., 2004, CO2 seasonality indicates origins of post-Pinatubo sink, Geophysical Research Letters, 31, L11103

Antonov J. et al. 2005, Thermosteric sea level rise, 1955-2003, Geophysical Research Letters, 32, L12602

Archer, D. & Martin P., 2001, Thin walls tell the tale, Science, 294, 2108-2109

Arnaiz, A. & Alonso J. 1998, El origen de los vascos y otros pueblos mediterráneos, Univ.Compl.Madrid

Arrhenius S., 1896, On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground, The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 41 (251),237-277, 1896.

Asner, G. & Townsend A., 2000, Satellite observation of El Niño effects on Amazon forest phenology and productivity, Geophysical Research Letters, 27, 981-984

Atkinson, T.C. et al., 1987, Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains, *Nature*, 325, 587-592

Azam F. & Long R., 2001, Sea snow microcosms, *Nature*, 414, 495-497

Bailis R. et al., 2005, Mortality and greenhouse gas impacts of biomass and petroleum energy futures in Africa, *Science*, 308, 98-103

Bains S et al., 2000, Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback, *Nature*, 407, 171-174

Bains S. et al., 1999, Mechanisms of climate warming at the end of the Palaeocene, *Science*, 285, 724-727

Baker P. et al, 2001, The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years, *Science*, 291, 640-643

Baker P. et al, 2001, Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano, *Nature*, 409, 698-701

Baker P., 2002, Paleoclimate: Trans-Atlantic climate connections, *Science*, 296, 67-69

Baldini J. et al., 2002, Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleothem trace element record, *Science*, 296, 2203-2206

Baldwin M. & Dunkerton T., 2001, Stratospheric Harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581-584

Baliunas & Jastrow, 1990, Evidence for long-term brightness changes of solar-type stars, *Nature*, 348, 520-522,

Balling R. & C. Idso, 2002, Analysis of adjustments to the United States historical climatology network (USHCN) temperature database, *Geophysical Research Letters*, 29, 51, 1-4

Balling R. 1998, Geographic analysis of differences in trends between near surface and satellite-based temperature measurements, *Geophysical Research Letters*, 23, 21, 2939

Balzter H. et al., 2005, Impact of the Arctic oscillation pattern on interannual forest fire variability in Central Siberia, *Geophysical Research Letters*, 32, L14709

Barber D.C. et al. 1999, Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes, *Nature*, 400, 344-348

Bard E. et al. 1996, Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 23, 1473

Bard E. et al., 2000, Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic, *Science*, 289, 1321-1324

Bard E., 2010, Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti, *Science*, 327, 1235-1237

Barlage M. et al., 2005, A global 0.052 maximum albedo dataset of snow-covered land based on MODIS observations, *Geophysical Research Letters*, 32, L17405

Bassett S. et al., 2005, Ice sheet and solid earth influences on far-field sea-level histories, *Science*, 309, 925-928

Basu A. et al., 2003, Chondritic meteorite fragments associated with the Permian-Triassic boundary in Antarctica, *Science*, 302, 1388-1392

Battle M. et al., 2000, Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$, *Science*, 287, 2467-2470

Beck J.W. 1997, Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records, *Nature*, 385, 705-707,

Becker L. et al., 2001, Impact event at the Permian-Triassic boundary: evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes, *Science*, 291, 1530-1534

Becker L. et al., 2004, Bedout: a possible End-Permian impact crater offshore of Northwestern Australia, *Science*, 304, 1469-1475

Becker L., 2002, Repeated blows, *Scientific American*, 286, 3, 62-69

Beer C. et al., 2006, Small net carbon dioxide uptake by Russian forests during 1981-1999, *Geophysical Research Letters*, 33, L15403

Beerling D., 2002, CO_2 and the end-Triassic mass extinction, *Nature*, 415, 386-387

Behrenfeld M.J. & Kolber Z.S. 1999, Widespread iron limitation of phytoplankton in the South Pacific Ocean, *Science*, 283, 753

Belchansky G. et al., 2005, Variations in the Arctic's multiyear sea ice cover: a neural network analysis of SMM-SSM/I data, 1979-2004, *Geophysical Research Letters*, 32, L09605

Bell M. 1992, *Late Quaternary Environmental Change*, Longman

Beltrami H. 2002, Earth's long-term memory, *Science*, 297, 206-207

Beltrami H. et al., 2006. Spatial patterns of ground heat gain in the Northern Hemisphere, *Geophysical Research Letters*, 33, L06717

Bengtsson L., 2001, Hurricane threats, *Science*, 293, 440-441

Bennet K. et al., 2000, The Last Glacial-Holocene transition in Southern Chile, *Science*, 290, 325-328

Bennike O., 1998, Late Cenozoic wood from Washington Land, North Greenland, *Geology of Greenland Survey Bulletin* 180, 155-158

Berger A., 1979, Insolation signatures of Quaternary Climatic Changes, *Il Nuovo Cimento*, vol 2, n 1,

Berger A. & M.Loutre, 2002, An exceptionally Long Interglacial Ahead, *Science*, 297, 1287-1288

Berger W.H. 1990, The Younger Dryas cold spell - a quest for causes, *Palaeog.Palaeocl.Palaeoc.* 89, 219-237

Berner R.A., 1999, Atmospheric oxygen over the Phanerozoic time, *Proceedings of the National Academy of Science*, 96, 10955-10957

Berner, R.A. 1997, The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO₂, *Science*, 276, 544

Berner, RA and Z. Kothavala (2001). "GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time". *American Journal of Science* 304: 397-437.

Betancourt J. & B. Saavedra, 2002, Paleomamíferos de roedores, un nuevo método para el

estudio del Cuaternario en zonas áridas de Sudamérica, *Revista Chilena de Historia Natural*, 75:527-546

Betts R., 2000, Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo, *Nature*, 408, 187-190

Bjerrum C. and Canfield D., 2002, Ocean productivity before about 1.9 Gyr ago limited by phosphorous adsorption onto iron oxides, *Nature*, 417, 159-162

Black D. et al. 1999, Eight centuries of North Atlantic Ocean Atmosphere Variability, *Science*, 286, 1709-1713

Blanchard E., 2002, Antarctic Warming?, *Weather*, 56, 453-454

Bloom A., 1994. The coral of Late Glacial sea level rise. Proceedings of colloquium on Global aspects of coral reefs; health, hazards and history. Robert N. Ginsburg, 1-6

Blunier T., 2000, Frozen methane escapes from the sea floor, *Science*, 288, 68-69

Bodeker G. et al., 2001, The global mass of ozone: 1978-1998, *Geophysical Research Letters*, 28, 14, 2819

Bodiselsch B. et al., 2005, Estimating duration and intensity of Neoproterozoic snowball glaciations from Ir anomalies, *Science*, 308, 239-242

Bond G et al. 1992, Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, 360, 245-249

Bond G. et al., 2001, Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130-2135

Bond G.C. 1995, Climate and the conveyor, *Nature*, 377, 383-384

Boucher O. 1999, Air traffic may increase cirrus cloudiness, *Nature*, 397, 30

Bousquet P. et al., 2001, Regional changes in carbon dioxide fluxes on land and oceans since 1980, *Science*, 290, 1342-1346

Bousquet P. et al., 2006, Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability, *Nature*, 443, 439-443

Bowen G. et al., 2002, Mammalian dispersal at the Paleocene/Eocene boundary, *Science*, 295, 2062-2065

Bowring S.A. et al. 1998, U/Pb zircon geochronology and tempo of the End-Permian mass extinction, *Science*, 280, 1039-1045

Boyd A et al., 2000, A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization, *Nature*, 407, 695-703

Braconnot P. et al. 1999, Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation, *Geophysical Research Letters*, 26, 16, 2481-2484

Bradley R. 1999, *Paleoclimatology, reconstructing climate of the Quaternary*, Academic Press

Braganza K. et al., 2004, Diurnal temperature range as an index of global climate change during the twentieth century, *Geophysical Research Letters*, 31, L13217

Braithwaite R., 2002, Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring, *Progress in Physical Geography* , 26, 76-95

Brasseur G. et al., 1998, Past and future changes in global tropospheric ozone: impact on radiative forcing, *Geophysical Research Letters*, 25, 20, 3807

Braun, H. et al., 2005, Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model, *Nature*, 438, 208-211

Bréon F et al., 2002, Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite, *Science*, 295, 834-838

Bréon F., 2006, How do aerosols affect cloudiness and climate?, *Science*, 313, 623-624

Briffa K. et al., 1998, Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years, *Nature*, 393, 450-456

Briggs J. 1995, *Global Biogeography*, Elsevier

Brinkhuis H. et al., 2006, Episodic fresh waters in the Eocene Arctic Ocean, *Nature*, 441, 606-609

Broccoli A.J. & Manabe S. 1987, The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land

albedo on the climate of the last glacial maximum, *Climate Dynamics*, 1, 87-99

Broecker W. & Hemming S., 2001, Climate swings come into focus, *Science*, 294, 2308-2309

Broecker W. & T. Stocker, 2006, The Holocene CO₂ rise: anthropogenic or natural?, *EOS*, 87, 3, 27

Broecker W. & Tsung-Hung P. 1992, Interhemispheric transport of carbon dioxide by ocean circulation, *Nature*, 356, 587-589

Broecker W. et al. 1985, Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?, *Nature*, 315, 21-26

Broecker W. et al. 1999, A possible 20th-Century slowdown of southern ocean deep water formation, *Science*, 286, 1132-1135

Broecker W., 2001, Was the Medieval Warm Period Global?, *Science*, 291, 1497-1499

Broecker W.S. et al. 1989, Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode, *Nature*, 341, 318-321

Broecker, W.S. 1997, Thermohaline Circulation. The Achilles Heel of Our Climate System : Will Man-Made CO₂ Upset the Current Balance?, *Science*, 278, 1582

Broström A. et al. 1998, Land surface feedbacks and palaeomonsoons in northern Africa, *Geophysical Research Letters*, 25, 19, 3615

Brunner D. et al. 1998, Large scale nitrogen oxide plumes in the tropopause region and implications for ozone, *Science*, 282, 1305

Bull W. 1991, *Geomorphic responses to climate change*, Oxford University Press

Burns J. et al. 2003, Indian Ocean climate and an absolute chronology over Dansgaard/Oeschger events 9 to 13

Burroughs W.J. 1992, *Weather Cycles, real or imaginary?*, Cambridge University Press

Bush A. & Philander G. 1998, The role of ocean- atmosphere interactions in tropical cooling during the last glacial maximum, *Science*, 279, 1341

Cabanes C et al., 2001, Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, *Science*, 294, 840-842

Caldeira K. & Rau G. 2000, Accelerating carbonate dissolution to sequester carbon dioxide in the ocean : geochemical implications, *Geophysical Research Letters*, 27, 225-228

Calvo E. et al., 2001, Insolation dependence of the southeastern Suptropical Pacific sea surface temperature over the last 400 kyrs, *Geophysical Research Letters*, 28, 12, 2481-2484

Cane M. & Molnar P., 2001, Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago, *Nature*, 411, 157-162

Capaldo K. et al. 1999, Effects of ship emissions on sulphur cycling and radiative climate forcing over the ocean, *Nature*, 400, 743-746

Capel J., 1999, El Niño, y el sistema climático terrestre, Ariel

Carril A. et al., 2005, Climate response associated with the Southern Annular Mode in the surroundings of Antarctic Peninsula: a multimodel ensemble analysis, *Geophysical Research Letters*, 32, 16, L16713

Carslaw K.S. et al., 2002, Cosmic rays, clouds and climate, *Science*, 298, 1732-1737

Cattermole P. 2000, Building Planet Earth, Cambridge University Press

Cavalieri D. et al., 2003, 30-year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctica decadal sea ice variability, *Geophysical Research Letters*, 30, 18, CRY 4-1

Cess R., 2005, Water vapor feedback in climate models, *Science*, 310, 795-796

Chambers D. et al., 2000, Interannual mean sea level change and the Earth's water mass budget, *Geophysical Research Letters*, 27, 3073-3076

Chambers D. et al., 2004, Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE, *Geophysical Research Letters*, 31, L13310

Chameides W.L. & Bergin M. 2002, Climate change: soot takes center stage, *Science*, 297, 2214-2215

Chandra S. et al., 2004, Elevated ozone in the troposphere over the Atlantic and Pacific Oceans in

the Northern Hemisphere, *Geophysical Research Letters*, vol 31, L23102

change, *EOS*, 82, 513-520

Chapellaz J. et al. 1990, Ice core record of atmospheric methane over the past 160,000 years, *Nature*, 345, 127

Chapin F. et al., 2005, Role of land-surface changes in Arctic summer warming, *Science*, 310, 657-660

Charles D.C. & Fairbanks R.G. 1992, Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate, *Nature*, 355, 416-419

Charlson R., et al., 2005, In search of balance, *Science*, 308, 806-807

Chavez F.P. et al. 1999, Biological and chemical response of the equatorial Pacific ocean to the 1997-98 El Niño, *Science*, 286, 2126-2131

Chinn T. et al., 2005, *Geografiska Annaler*, 87, 141

Chisholm S. et al., 2001, Dis-crediting ocean fertilization, *Science*, 294, 309-310

Chow J. et al., 2003, Energy resources and global development, *Science*, 302, 1528-1531

Christopher S. et al., 2006, Satellite-based assessment of top of atmosphere anthropogenic aerosol radiative forcing over cloud-free oceans, *Geophysical Research Letters*, 33, L15816

Christy J. & W. Norris, 2004, What may we conclude about tropospheric temperature trends?, *Geophysical Research Letters*, vol 31, L06211, doi:10.1029/2003GL019361, 2004

Christy J. et al., 2003, Central California: opposing temperature trends valley vs mountain, Sixteenth Conference on Climate Variability and Change, www.ams.confex.com/ams/pdfpapers/82851.pdf

Chuine I. et al., 2004, Grape ripening as a past climate indicator, *Nature*, 432, 289-290

Chung S.L. et al. 1998, Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago, *Nature*, 394, 769-773

Church J. & N. White, 2006, A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters*, 33, L01602

Church J., 2001, How fast are sea levels rising?, *Science*, 294, 802-803

Chylek P. et al., 2006, Greenland warming of 1920-1930 and 1995-2005, *Geophysical Research Letters*, 33, 11, L11707

Clark P. et al., 2001, Freshwater forcing of abrupt climate change during the Last Glaciation, *Science*, 293, 283-287

Clark P. et al., 2002, Sea-level fingerprinting as a direct test for the source of global meltwater pulse 1A, *Science*, 295, 2438-2441

Clark P. et al., 2004, Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications, *Science*, 304, 1141-1144

Clark P. et al., 2002, The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change, *Nature*, 415, 863-869

Clark P. et al., 2009, The Last Glacial Maximum, *Science*, 325, 710-714

Clarke G. et al., 2003, Superlakes, megafloods, and abrupt climate change, *Science*, 301, 922-923

Claussen M. et al. 1999, Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene, *Geophysical Research Letters*, 26, 14, 2037-2040

Claussen M. et al., 2001, Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change, *Geophysical Research Letters*, 28, 6, 1011-1014

Clift P. & Bice K., 2002, Baked Alaska, *Nature*, 419, 129-130

CLIMAP Project Members 1981, Seasonal Reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum, Map and Chart Ser., MC-36, Geol.Soc.Am

Cohen A. et al., 2002, The effect of algal symbionts on the accuracy of Sr/Ca paleotemperatures from coral, *Science*, 296, 331-334

Cohen J. & Entekhabi D. 1999, Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability, *Geophysical Research Letters*, 26, 345-349

Cole D. & Monger H. 1994, Influence of atmospheric CO₂ on the decline of C₄ plants during the last deglaciation, *Nature*, 368, 533-536

Colhoun E.A. et al. 1992, Antarctic ice volume and contribution to sea-level fall at 20,000 yr BP from raised beaches, *Nature*, 358, 316-319

Colman S., 2002, Paleoclimate: A fresh look at glacial floods, *Science*, 296, 1251-1253

Comiso J., 2002, A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic, *Geophysical Research Letters*, 29, 20, 17

Conway H. et al. 1999, Past and future grounding-line retreat of the West Antarctic Ice Sheet, *Science*, 286, 280-283

Cook A. et al., 2005, Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century, *Science*, 308, 541-544

Cowling S. 1999, Plants and temperature CO₂ uncoupling, *Science*, 285, 1500-1501

Coxall H. et al., 2004, Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean, *Nature*, 433, 53-57

Cramer et al., 1999, Comparing global models of terrestrial primary productivity (NPP): overview and key results, *Global Change Biology*, 5(suppl,1), 56-64

Cronin T. 1999, *Principles of Paleoclimatology*, Columbia University Press

Crosta X. et al. 1998, Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum, *Geophysical Research Letters*, 25, 2703-2706

Crowell J. 1999, *Pre-Mesozoic Ice Ages*, The Geological Society of America

Crowley T. & North G. 1991, *Paleoclimatology*, Oxford University Press

Crowley T. 1998, *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*, Oxford University Press

Crowley T., 2000, Causes of climate change over the past 1000 years, *Science*, 289, 270-277

Crutzen P., 2002, Geology of mankind, Nature, 415, 23

Cuffey K. & Marshall S. 2 000, Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet, Nature, 404, 591-594

Cuffey, K.M. & Clow, G.D. 1997, Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition, J. Geophys. Res., 102, 2 6383

Curry R. and C. Mauritzen, 2005, Dilution of the Northern North Atlantic Ocean in recent decades, Science, 308, 1772- 1774

D'Arrigo et al., 2004, Reconstructed warm season temperatures for Nome, Seward Peninsula, Alaska, Geophysical Research letters, L09202

Dahl-Jensen D. et al. 1998, Past temperatures directly from the Greenland ice Sheet, Science, 282, 268

Dai A. et al 1998, Global variations in droughts and wet spells :1900-1995, Geophysical Research Letters, 25, 17, 3367

Dällenbach A. et al. 2 000, Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Last glacial and the transition to Holocene, Geophysical Research Letters, 27, 7, 1005-1008

Dalton R. 2002, Ocean tests raise doubts over use of algae as carbon sink, Nature, 420, 722

Dameris M. et al. 1998, Assessment of the future development of the ozone layer, Geophysical Research Letters, 25, 19, 3579

Darby D. et al., 2001, New record shows pronounced changes in Arctic ocean circulation and climate, EOS, 82, 49, 601-607

Davis C.H. et al. 1998, Elevation change of the southern Greenland ice sheet, Science, 279, 2 086

Davis C.H. et al. 2005, Snowfall-driven growth in East Antarctica ice sheet mitigates recent sea-level rise, Science, www.sciencexpress.org 308

Day C. 2004, Isotopic analysis of teeth and bones solves a Mesoamerican mystery, Physics Today, January 2004, 20-21

de Noblet-Decoudré N. et al., Indirect relationship between surface water budget and wetland extent, *Geophysical Research Letters*, 29, 4,5-1/5-4

de Silva, S. & Zielinski G.A. 1998, Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Perú, *Nature*, 393, 455-458,

DeBoer and D.Nof, 2004, *J. Clim.*, 17(3), 417-422

DeConto R. & D. Pollard, 2003, Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂, *Nature*, 421, 245-248

Delmas R., 1991, Sources and sinks of methane in the African Savanna. CH₄ emissions from biomass burning, *Journal Of Geophysical Research*, 96, 7287-7299

deMenocal P. et al., 2000, Coherent High and low latitude climate variability during the Holocene warm period, *Science*, 288, 2198-2202

Dennis C, 2004, Vaccine targets gut reaction to calm livestock wind, *Nature*, 429, 119

Déry S. & E. Wood, 2005, Decreasing river discharge in northern Canada, *Geophysical Research Letters*, 32, L10401

Des Marais D. 2000, When did photosynthesis emerge on Earth?, *Science*, 289, 1703-1705

Deshler T. et al. 1998, Correlations between ozone loss and volcanic aerosol at altitudes below 14 km over McMurdo Station, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 23, 21, 2 931

Dessus B. & Claverie M. 1993, ¿Hay que almacenar el dióxido de carbono en el fondo de los océanos?, *Mundo Científico*, 15,640-645

Dia A.N. et al. 1992, Seawater Sr isotope variation over the past 300 kyr and influence of global climate cycles, *Nature*, 356, 786-788

Dickson B. Et al., 2002, Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades, *Nature*, 416, 832-837

Dickson J. 2002, Fossil echinoderms as monitor of the Mg/Ca ratio of Phanerozoic oceans, *Science*, 298, 1222-1224

Dickmann B. 2004, Message from the fish teeth, *Nature*, 430, 26-27

Dlugokencky E.J. et al. 1998, Continuing decline in the growth rate of the atmospheric methane burden, *Nature*, 393, 447

Dokken T. & Jansen E. 1999, Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period, *Nature*, 401, 458-461

Domack E. et al, 2001, Cruise reveals history of Holocene Larsen ice shelf, *EOS*, 82, 2, 13

Donghuai S. et al. 1998, Magnetostratigraphy and palaeoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau, *Geophysical Research Letters*, 25, 85-88

Donnadieu Y. et al., 2004, "A 'snowball Earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff", *Nature*, 428, 303-306

Dorale J. et al., 2010, Sea level highstand 81,000 years ago in Mallorca, *Science*, 327, 860-863

Doran P. et al., 2002, Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response, *Nature*, 415, 517-520

Dorritie D. 2002, Consequences of Siberian traps volcanism, *Science*, 297, 1808-1809

Dowdeswell J., 2006, The Greenland ice sheet and global sea-level rise, *Science* 311, 963-964

Dowsett H. et al., 1999, Middle Pliocene paleoenvironmental reconstruction: PRISM2, USGS open file, report 99-535

Drijfhout S. et al., 2006, Changes in MOC and gyre-induced Atlantic Ocean heat transport, *Geophysical Research Letters*, 33, L07707

Driscoll N.W. & Haug G.H. 1998, A short circuit in thermohaline circulation: a cause for Northern Hemisphere Glaciation ?, *Science*, 282, 436

Duggen S. et al., 2003, Deep roots of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602-606

Duplessy J.C & Morel P. 1993, Temporal sobre el Planeta, *Acento*

Easterling D. et al., 2000, Climate extremes: observations, modeling, and impacts, *Science*, 289, 2068-2074

Easterling D. et al., 1997, Maximum and minimum temperature trends for the globe, *Science*, 277, 364-367

Edwards R.L. 1993, A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of corals. *Science*, 260, 962-968

Eglington T. et al., 2000, Alkenone biomarkers gain recognition as molecular paleoceanographic proxies, *EOS*, 81, 256

Eiderfield H. & Rickaby R. 2000, Oceanic Cd/P ratio and nutrient utilization in the glacial Southern Ocean, *Nature*, 405, 305-310

Elsner J. & Jagger T., 2000, Changes in the rates of North Atlantic major hurricane activity during the 20th century, *Geophysical Research Letters*. 27, 1743-1746

Elsig J. et al., 2009, Stable isotope constraints on Holocene carbon cycle changes from an Antarctic ice core, *Nature*, 507-510

Emanuel K., 2005, Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature*, doi: 10.1038/nature03906

Emiliani C., 1954, Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios, *American Journal of Science*, 252, 149-158

Engel A. et al. 1998, Stratospheric trends of CFC-12 over the past two decades :recent observational evidence of declining growth rates, *Geophysical Research Letters*, 25, 17, 3319

Englehart P. & A. Douglas, 2005, Changing behavior in the diurnal range of surface air temperatures over México, *Geophysical Research Letters*, 32, L01701

Enzel Y. et al. 1999, High-resolution Holocene environmental changes in the Thar desert, Northwestern India, *Science*, 284, 125

EPICA community members, 2004, Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, 623-628

Erbacher J. et al. 2001, Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period, *Nature*, 409, 325-327

Erkoreka, A. (1995): "Los vikingos en Euskal Herria", ed. Ekain, Bilbao

Erwin D. 1993, The Great Paleozoic Crisis , Columbia Univ. Press

Exon N. et al., 2002, Drilling reveals climatic consequences of Tasmanian gateway opening, EOS, 83,23, 253-259

Fagherazzi S. et al., 2005, Climatic oscillations influence the flooding of Venice, Geophysical Research Letters, 32, L19710

Fairbanks R.G. 1989, A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342, 637-642

Falkowski P. et al. 1998 , Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production, Science, 281, 200-206

Falkowski P. et al., 2005, The rise of oxygen over the past 205 million years and the evolution of large placental mammals, Science, 309, 2202-2204

Fan S. et al. 1998, A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models, Science, 282, 442

Feddema J. et al., 2005, The importance of land-cover change in simulating future climates, Science, 310, 1674-1678

Fedorov A.V., 2006, The Pliocene paradox (mechanisms for a permanent El Niño), Science, 312, 1485-1489

Fedorov A. et al., 2010, Tropical cyclones and permanent El Niño in the early Pliocene epoch, Nature, 463, 1066-1070

Feely R.A. et al. 1999, Influence of El Niño on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO₂ accumulation, Nature, 398, 597-601

Felis T. et al., 2004, Increased seasonality in Middle East temperatures during the last interglacial period, Nature, 249, 164

Feng S. & Hu Q., 2005, Regulation of Tibetan Plateau heating on variation of Indian summer monsoon in the last millennia, Geophysical Research Letters, 32, L02702

- Ferretti D. et al., 2005, Unexpected changes to the global methane budget over the past 2000 years, *Science*, 309, 1714-1717
- Feynman J. et Ruzmaikin A., 1999, Modulation of cosmic ray precipitation related to climate, *Geophysical Research Letters*, 26, 14, 2057-2060
- Fichefet T. et al. 1994, A model study of the Atlantic thermohaline circulation during the last glacial maximum, *Nature*, 372, 252-255
- Field D., 2006, Planktonic foraminifera of the California current reflect 20th-century warming, *Science*, 311, 63-66
- Fioletov V.E. et al., 2002, Global and zonal total ozone variations estimated from ground and satellite measurements 1964-2000, *Journal of Geophysical Research*, 107, D22, 4647
- Fischer A., 1981, Climatic oscillations in the biosphere. In *Biotic Crises in Ecological and Evolutionary Time*, 103-131, Nitecki M. ed., Academic Press
- Fischer H. et al. 1999, Ice core records of atmospheric CO₂ around the last three glacial terminations, *Science*, 283, 1712
- Fisher D. et al., 2006, Natural variability of Arctic sea ice over the Holocene, *EOS*, 87, 28, 273
- Flannery T., 2001, North American devastation or global cataclysm?, *Science*, 294, 1668-1669
- Flower B., 1999, Warming without high CO₂?, *Nature*, 399, 313-314
- Flückiger J. et al. 1999, Variations in atmospheric N₂O concentration during abrupt climatic changes, *Science*, 285, 227-230
- Foley J. et al., 2005, Global consequences of land use, *Science*, 309, 570-573
- Forster P. & Shine K. 1999, Stratospheric water vapour changes as a possible contributor to observed stratospheric cooling, *Geophysical Research Letters*, 26, 21, 3309-3312
- Foukal P. et al., 2004, A stellar view on solar variations and climate, *Science*, 306, 68-69
- Frakes L.A. 1979, *Climates throughout geologic time*, Elsevier

France-Lanord C. & Derry L.A. 1997, Organic carbon burial forcing of the carbon cycle from Himalayan erosion, *Nature*, 390, 65-67

Francey R.J. et al. 1995, Changes in oceanic and terrestrial carbon uptake since 1982, *Nature*, 373, 326-330

Francois, R. et al. 1997, Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period, *Nature*, 389, 929

Francou f. & A. Coudrain, 2005, Glacier shrinkage and water resources in the Andes, *EOS*, 86, 415

Francus P. & Saarinen T. 1999, Advances in varved sediment studies help paleoclimate reconstructions, *EOS*, 80, 37, 422-424

Freeman K. & Hayes J., 1992, Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO₂ levels, *Global Biogeochemical Cycles*, 6, 185

Friis-Christensen E. & Lassen K., 1991, Length of the Solar Cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate, *Science*, 254, 698-700

Frogley M.R. et al. 1999, Climate variability in Northwest Greece during the last interglacial, *Science*, 285, 1886-1888

Fu Q. & C. Johanson, 2005, Satellite-derived vertical dependence of tropical tropospheric temperature trends, *Geophysical Research Letters*, 32, L10703

Gallup C. et al., 2002, Direct determination of the timing of sea level change during Termination II, *Science*, 295, 310-313

Ganachaud A. & Wunsch C, 2 000, Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data, *Nature*, 408, 453-457

Ganeshram S. et al., 2001, Reduced nitrogen fixation in the glacial ocean inferred from changes in marine nitrogen and phosphorus inventories, *Nature*, 415, 156-159

Ganeshram, S. 1995, Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods, *Nature*, 376, 755-758,

Garrett T. & C. Zao, 2006, Increased Arctic cloud longwave emissivity associated with pollution from mid-latitudes, *Nature*, 440, 787-789

Gasse F. et al. 1990, The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation, *Nature*, 346, 141-146

Gauci V. et al., 2005, Long-term suppression of wetland methane flux following a pulse of simulated acid rain, *Geophysical Research Letters*, 32, L12804

Gedney N., et al., 2006, Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records, *Nature*, 439, 835-838

Geller M. & S. Smyshlyaev, 2002, A model study of total ozone evolution 1979-2000, the role of individual natural and anthropogenic effects, *Geophysical Research Letters*, 29, 22, 2048

Gent P., 2001, Will the North Atlantic Ocean thermohaline circulation weaken during the 21 century?, *Geophysical Research Letters*, 28, 6, 1023-1026

Genty D. et al. 2003, Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data, *Nature*, 421, 833-837

Gibbard S. et al. 2005, Climate effects of global land cover change, *Geophysical Research Letters*, 32, L23705

Gildor H. & Tziperman E., 2001, Physical mechanisms behind biogeochemical glacial-interglacial CO₂ variations, *Geophysical Research Letters*, 28, 12, 2421-2425

Gillet N. et al., 2005, Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble, *Geophysical Research Letters*, 32, L19714

Giorgio P. & C. Duarte, 2002, Respiration in the open ocean, *Nature*, 420, 379-384

Goldblatt C. et al., 2006, Bistability of atmospheric oxygen and the Great Oxidation, *Nature*, 443, 683-686

Goldemberg J., 2007, Ethanol for a Sustainable Energy Future, *Science*, 315, 5813, 808-810

González-Rouco F. et al., 2003, Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years, *Geophysical Research Letters*, 30, 2116

Goose H. et al., 2010, Introduction to climate dynamics and climate modelling, text online, <http://stratus.astr.ucl.ac.be/textbook/index.html>

Gordon W., 1975, Distribution by latitude of Phanerozoic evaporite deposits, *Journal of Geology*, 83, 671-684

Goudie A. & Viles H. 1997, *The Earth transformed*, Blackwell

Gregory J.M. & Lowe J.A., 2000, Predictions of global and regional sea-level rise using AOGCMs with and without flux adjustment, *Geophysical Research Letters*, 27, 3069-3072

Gregory J.M. & Oerlemans J. 1998, Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperatures changes, *Nature*, 391, 474

Grigg S. & Holbrook N., 2001, The impact of polynyas on the stability of the thermohaline circulation as simulated in a coupled ocean-atmosphere-sea ice box model, *Geophysical Research Letters*, 28, 5, 767-770

GRIP Members 1993, Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core, *Nature*, 364, 203-207

Gu L. et al., 2003, Response of a deciduous forest to the Mount Pinatubo Eruption: enhanced photosynthesis, *Science*, 299, 2035-2038

Guilderson T.P. et al. 1994, Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change, *Science*, 263, 663-665

Guo Z. Et al., 2002, Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China, *Nature*, 416, 159-163

Gupta A. et al., 2003, Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean, *Nature*, 421, 354-357

Hadjinicolaou P. 2005, The recent turnaround in stratospheric ozone over northern middle latitudes: A dynamical modelling perspective, *Geophysical Research Letters*, 32, L12 821

Hallam A. & Wignall P.B. 1997, *Mass extinctions and their aftermath*, Oxford University Press

Hanebuth et al., 2000, Rapid flooding of the Sunda Shelf: a late-glacial sea-level record, *Science*, 288, 1033-1035

Hanna E & Cappelen J., 2003, Recent cooling in coastal southern Greenland and relation with the North Atlantic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 30, 3, 32

Hansen J et al. 2005. Climate change: Earth's Energy Imbalance: confirmation and implications, Science, 38, 1431-1435

Hansen J., 2004, Carbonaceous aerosols in the Industrial Era, EOS, 85, 25, 241-244

Hansen, J.E., and Mki. Sato 2001. Trends of measured climate forcing

Hansson M. & Holmen K., 2001, High latitude biospheric activity during the last glacial cycle revealed by ammonium variations in Greenland ice cores, Geophysical Research Letters, 28, 4239-4242

Harangozo S., Atmospheric circulation impacts on winter maximum sea ice extent in the west Antarctic Peninsula region (1979-2001), Geophysical Research Letters, 33, L02502

Harris R. & Chapman D., 2001, Mid-latitude (302N-602N) climatic warming inferred by combining borehole temperatures with surface air temperatures, Geophysical Research Letters, 28, 5, 747-750

Haug G. et al., 2001, Southward migration of the Intertropical convergence zone through the Holocene, Science, 293, 1304-1308

Haug G.H. & Tiedemann R. 1998, Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation, Nature, 393, 673-676

Haug G.H., 2005, North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago, Nature, 433, 821-825

Hayes J.M. 2002, A lowdown on oxygen, Nature, 417, 127-128

Haywood A. et al, 2000, Regional warming: Pliocene (3Ma) paleoclimate of Europe and the Mediterranean, Geology, 28-12-1063/1066

Heinrich H. 1988, Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years, Quaternary Research, 29, 142-152

Henderson G. & Slowey N. 2 000, Evidence from U-Th dating against Northern Hemisphere forcing of the penultimate deglaciation, Nature, 406, 61-66

Henderson-Sellers A. & B. Henderson-Sellers, 1988, Equable climate in the Early Archaean, Nature, 336, 117-118

Henderson-Sellers A. & J.G. Cogley, 1982, The Earth's early hydrosphere, *Nature* 298, 832-835

Henderson-Sellers A. 1992, Continental cloudiness changes this century, *GeoJournal*, 27.3, 255-262

Hendy E. et al., 2002, Abrupt decrease in tropical sea surface salinity at end of Little Ice Age, *Science*, 295, 1511-1514

Herbert T. et al., 2001, Collapse of the California current during glacial maxima linked to climate change on land, *Science*, 293, 71-76

Hesselbo S. et al., 2000, Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event, *Nature*, 406, 392-396

Hetherington A. & I. Woodward, 2003, The role of stomata in sensing and driving environmental change, *Nature*, 424, 901-908

Hillaire-Marcel C. et al., 2001, Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period, *Nature*, 410, 1073-1077

Hilmer M. & Lemke. P., 2000, On the decrease of Arctic sea ice volume, *Geophysical Research Letters*, 27, 22, 3751-3754

Hinrichs K. Et al. 2003, Molecular fossil record of elevated methane levels in Late Pleistocene coastal waters, *Science*, 299, 1214-1217

Hodell D. et al., 2001, Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands, *Science*, 292, 1367-1370

Hodell D.A. 1991, Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years, *Nature*, 352, 790-793

Hodgson D. et al, 2006, Examining Holocene stability of Antarctic Peninsula Ice shelves, *EOS*, 87, 31, 305

Hoerling M. et al., 2001, Tropical origins for recent North Atlantic climate change, *Science*, 292, 90-92

Hoffert et al., Advance technology paths to global climate stability: energy for a greenhouse planet, *Science*, 298, 981-987

- Hoffman P.F. et al. 1998, A Neoproterozoic Snowball Earth, *Science*, 281, 1342-1346
- Hofmann C. et al. 1997, Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change, *Nature*, 389, 838
- Holbourn A. et al, 2005, Impacts of orbital forcing and atmospheric carbon dioxide on Miocene ice-sheet expansion, *Nature*, 438, 483-488
- Holgate S. & P. Woodworth, 2004, Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s, *Geophysical Research Letters*, vol 31, L07305, doi:10.1029/2004GL019626, 2004
- Hostetler S.W. et al. 1994, Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan, *Science*, 263, 665
- Howat I. et al., 2005, Rapid retreat and acceleration of Helheim Glacier, east Greenland, *Geophysical Research Letters*, 32, L22502
- Hsu K, 1983, *The Mediterranean was a desert*, Princeton University Press
- Hsu K. 1989, *La Gran Extinción*, Antoni Bosch editor
- Hu A. & G.Meehl, 2005, Bering Strait throughflow and the thermohaline circulation, *Geophysical Research Letters*, 32, L24610
- Hu H., 2000, The relationship between atmospheric water vapor and temperature in simulations of climate change, *Geophysical Research Letters*, 27, 3513-3516
- Huang S. et al. 2000, Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures, *Nature*, 403, 756-758
- Huang Y., 2001, Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in C3 and C4 plant abundance, *Science*, 293, 1647-1651
- Huey R. & P. Ward, 2005, Hypoxia, global warming, and terrestrial late Permian extinctions, *Science*, 308, 398-401
- Hughen K. et al, 2004, Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes, *Science*, 304, 1955-1959

Hughen K. et al., 2000 Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation, *Science*, 290, 1951-1954

Hughen K.A. et al. 1998, Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration, *Nature*, 391, 65

Hulme M. 1995, Estimating global changes in precipitation, *Weather*, 25, 2, 34

Hulme M. 1996, Recent climatic change in the world's drylands, *Geophysical Research Letters*, 23, 1, 61

Hurrell J. 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676-679

Hurrell J. et al, 2001, The North Atlantic oscillation, *Science*, 291, 603-605

Husain L. et al. 1998, Evidence for decrease in atmospheric sulfur burden in the Eastern United States caused by reduction in SO₂ emissions, *Geophysical Research Letters*, 25, 967-970

Huybers P. & Wunsch C, 2005, Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations, *Nature*, 434, 491-494

Huybers P., 2006, Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing, *Science*, 313, 508-511

Hyde W. et al., 2000, Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model, *Nature*, 405, 425-428

Ikehara M. et al. 1997, Alkenone sea surface temperature in the Southern Ocean for the last two deglaciations, *Geophysical Research Letters*, 24, 679

Imbrie et al., 1984 in *Milankovitch and Climate*, ed Reidel

Imhoff M. et al., 2004, Global patterns in human consumption of net primary production, *Nature*, 429, 870-873

Indermühle et al. 2000, Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 27, 5, 735-738

IPCC 1991, Climate Change 1990, the IPCC scientific assessment, Cambridge University Press

IPCC 1996, Climate Change 1995, Impacts, adaptations of climate change, Cambridge University Press

IPCC 2001, Climate Change 2001, Synthesis Report, Cambridge University Press

IPCC 2007, <http://ipcc-wgl.ucar.edu/>

Irion R., 2001, The melting snows of Kilimanjaro, *Science*, 291, 1690-1691

Ivany L. et al., 2000, Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary, *Nature*, 407, 887-890

Jackson R. et al., 2005, Trading water for carbon with biological carbon sequestration, *Science*, 310, 1944-1947

Jacobsen S., 2001, Gas hydrates and deglaciations, *Nature*, 412, 691

Jacobson M. 2001, Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols, *Nature*, 409, 695-697

Jaenicke R., 2005, Abundance of cellular material and proteins in the atmosphere, *Science*, 308, 73

Jansen E. & Sjöholm J. 1991, Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea, *Nature*, 349, 600-603

Janssens et al., 2003, Europe's terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO₂ emissions, *Science Express*, www.scienceexpress.org,

Jenkins G.S. et al. 1999, GCM simulations of snowball Earth conditions during the late Proterozoic, *Geophysical Research Letters*, 26, 15, 2263-2266

Jenkyns H.C. et al., 2004, High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean, *Nature*, 432, 888-892

Jickells T. et al., 2005, Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, *Science*, 308, 67-71

Jin Y. et al., 2000, Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China, *Science*, 289, 432-436

Jirikowic J.L. & Damon P.E. 1994, The Medieval Solar Activity Maximum, *Climatic Change*, 26, 309-316

Johannessen O.M. et al., 2005, Recent ice-sheet growth in the interior of Greenland, *Science*, 310, 1013-1016

Johannessen O. M. et al. 1999, Satellite evidence for an arctic sea ice cover in transformation, *Science*, 286, 1937-1939

Johnson B.J. et al. 1999, 65,000 years of vegetation change in Central Australia and the Australian summer monsoon, *Science*, 284, 1150-1152

Johnson T.C. et al., 2002, A high-resolution paleoclimate record spanning the past 25,000 years in southern East Africa, *Science*, 296, 113-132

Jones J. & M. Widmann, 2004, Early peak in Antarctic Oscillation Index, *Nature*, 432, 290-291

Jonsson T. & Miles M.W., 2001, Anomalies in the seasonal cycle of sea level pressure in Iceland and the North Atlantic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 28, 4231-4234

Joos F. et al. 1999, The variability in the carbon sink as reconstructed for the last 1000 years, *Geophysical Research Letters*, 26, 1437-1440

Joos F. et al. 2003, Trends in marine dissolved oxygen: implications for ocean circulation changes and the carbon budget, *EOS*, 84, 21, 197

Joshi M. et al., 2006, On the influence of stratospheric water vapour changes on the tropospheric circulation, *Geophysical Research Letters*, 33, L09806

Joughin I., 2006, Greenland rumbles louder as glaciers accelerate, *Science*, 311, 1719-1720

Joughin I. & Tulaczyc S., 2002, Positive mass balance of the Ross ice streams, West Antarctica, *Science*, 295, 476-479

Joughin I. et al., 2005, Continued deceleration of Whillans Ice Stream, West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 32, L22501

- Jouzel J. 1999, Calibrating the isotopic paleothermometer, *Science*, 286, 910-911
- Jouzel J. et al., 2001, A new 2 7 ky high resolution East Antarctic climate record, *Geophysical Research Letters*, 28, 16, 3199-3202
- Kaiser D and Qian Y., 2002, Decreasing trends in sunshine duration over China for 1954-1998: indication of increased haze pollution?, *Geophysical Research Letters* 29, 21, 38
- Kaiser D. 2000, Decreasing cloudiness over China: an updated analysis examining additional variables, *Geophysical Research Letters*, 27, 2193-2196
- Kalnay E. & Cal. M., 2003, Impact of urbanization and land-use change on climate, *Nature*, 423, 52 8-531
- Kandel R. & Fouquart Y., 1997, El balance radiativo de la Tierra, *Mundo Científico*, 12, 426-434
- Kanfoush S. et al., 2000, Millennial-scale instability of the Antarctic Ice Sheet during the last glaciation, *Science*, 288, 1815-1818
- Kaplan J., 2002, Wetlands at the Last Glacial Maximum: distribution and methane emissions, *GRL*, 29, 6, 3-1/3-4
- Kaplan J. et al., 2002, Modelling the dynamics of terrestrial carbon storage since the Last Glacial Maximum, *Geophysical Research Letters*, 29, 22, 31
- Kaplan M. 2010, Glacier retreat in New Zealand during the Younger Dryas stadial, *Nature*, 467, 194-197
- Karl R. & K. Trenberth, 2003, Modern Global Climate Change, *Science*, 302, 1719-1723
- Karner D. & Muller R., 2000, A causality problem for Milankovitch, *Science*, 288, 2143-2144
- Katz M et al. 2000, The source and fate of massive carbon input during the Latest Paleocene Thermal Maximum, *Science*, 286, 1531-1533
- Kaufman A., 2003, High CO₂ levels in the Proterozoic atmosphere estimated from analyses of individual microfossils, *Nature*, 425, 279-282
- Kaufman Y. & I. Koren, 2006, Smoke a pollution aerosol effect on cloud cover, *Science*, 313, 655-658

Kaufman Y. et al., 2005, Aerosol anthropogenic component estimated from satellite data, Geophysical Research Letters, 32, L17804

Kaufmann R. et al., 2004, The effect of growing season and summer greenness on northern forests, Geophysical Research Letters, 31, L09025

Keeling C.D. et al. 1996, Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements, Nature, 382, 146-149

Keeling R. & Visbeck M., 2001, Antarctic stratification and glacial CO₂, Nature, 412,605-606

Keeling R.F. et al. 1996, Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmosphere CO₂ concentration, Nature, 381,218-221

Kennedy M. et al., 2006, Late precambrian oxygenation; inception of the clay mineral factory, Science, 311, 1446-1449

Kennett J.P. 2002, Methane hydrates in Quaternary Climate Change, ed. American Geophysical Union

Keppler F. et al., 2006, Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions, Nature, 439, 187-191

Keppler F. et al., 2006, Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions, Nature, 439, 187-191

Kernthaler S. et al., 1999, Some doubts concerning a link between cosmic ray fluxes and global cloudiness, Geophysical Research Letters, 26, 863-865

Kerp H., 2002, Atmospheric CO₂ from fossil plant cuticles, Nature, 415,38

Kerr 1998, Black sea deluge may have helped spread farming, Science, 279, 1132

Kerr E., 2001, Evolutionary pulse found, but complexity as well, Science, 293, 2377

Kerr R. 1997, Ancient climate shivers strike close to home, Science, 278, 1017

Kerr R. 1998, Warming's unpleasant surprise: shivering in the greenhouse?, Science, 281, 156

- Kerr R. 2 000, An appealing Snowball Earth that's still hard to swallow, *Science*, 287, 1734-1736
- Kerr R., 2000, A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, *Science*, 288, 1984-1986
- Kerr R., 2001, Mass extinctions face downsizing, extinction, *Science*, 293,1037
- Kerr R., 2003, Tropical Pacific, a key to deglaciation, *Science*, 299, 183-184
- Kerr R., 2004, An early start for greenhouse warming?, *Science*, 303, 306-307
- Kerr R.A. 1998, Sea-floor dust shows drought felled Akkadian Empire, *Science*, 279, 325
- Kerr R.A. 1999, A new force in high-latitude climate, *Science*, 284, 241
- Khodri M. et al., 2001, Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation, *Nature*, 410, 570-574
- Kiehl J. 1999, Solving the aerosol puzzle, *Science*, 283, 1273
- Kiehl J.T. & Briegleb B.P. 1993, The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing, *Science*, 260, 311-314
- Kimura N. & Wakatsuchi M., 2000, Relationship between sea-ice motion and geostrophic wind in the Northern Hemisphere, *Geophysical Research Letters*,21, 22, 3735-3738
- Kington J. 1995, The severe winter of 1694/95, *Weather*, 50, 5, 160
- Kirk-Davidoff et al., 2002, On the feedback of stratospheric clouds on polar climate, *GRL*, 29, 51-1
- Kirschvink J. et al. 1977, Evidence for a Large-Scale Reorganization of Early Cambrian Continental Masses by Inertial Interchange True Polar Wander, *Science*, 277, 541
- Kleidon A. & Lorenz S., 2 001, Deep roots sustain Amazonian rainforest in climate model simulations of the last ice age, *Geophysical Research Letters*, 28, 12, 2425-2429
- Klocker A. et al., 2005, Testing the influence of the Central American seaway on orbitally forced Northern Hemisphere glaciation, *Geophysical Research Letters*, 32, L03703

Klotzbach P., 2006, Trends in global tropical cyclone activity over the past twenty years (1986-2005), *Geophysical Research Letters*, 33, L10805

Knight J. et al., 2005, A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate, *Geophysical Research Letters*, 32, L20708

Kniveton D. & Todd M., 2001, On the relationship of cosmic ray flux and precipitation, *Geophysical Research Letters*, 28, 8, 1527-1530

Knorr G & G. Lohmann, 2003, Southern ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation, *Nature*, 424, 532-536

Knutti R. et al., 2004, Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation, *Nature*, 430, 851-856

Kohfeld K. et al., 2005, Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles, *Science*, 308, 74-78

Koren I. et al., 2004, Measurements of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation, *Science*, 303, 1342-1345

Koutavas A. et al. 2002, El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature, *Science*, 297, 226-230

Krabill W. et al., 2000, Greenland ice sheet: high elevation balance and peripheral thinning, *Science*, 289, 428-430

Krabill W. Et al., 2004, Greenland Ice Sheet: increased coastal thinning, *Geophysical Research Letters*, 31, L24402

Krajick K. 2002, Ice Man: Lonnie Thompson scales the peaks for science, *Science*, 298, 518-522

Kress V. 1997, Magma mixing as a source for Pinatubo sulphur, *Nature*, 389, 591-593

Krijgsman W. et al., 1999, Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature*, 400, 652-655

Krinner et al. 1997, GCM analysis of local influences on ice core d signals, *Geophysical Research Letters*, 24, 2825

Krinner G. et al., 2004, Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes, *Nature*, 427, 429-432

Kristjánsson J. et al., 2002, A new look at possible connection between solar activity, clouds and climate, *GRL*, 29, 23, 22-1/22-4

Kudrass H.R. et al. 1991, Global nature of the Younger Dryas cooling event inferred from oxygen isotope data from Sulu Sea cores, *Nature*, 349, 406-409

Kuhnt W. et al., 2001, Morocco Basin's sedimentary record may provide correlations for Cretaceous paleoceanographic events worldwide, *EOS*, 82, 361

Kukla G. 2000, The Last Interglacial, *Science*, 287, 987-988

Kukla G. 2004, Central Arctic: Battleground of natural and man-made climate forcing, *EOS*, 85, 20, 200

Kurtz A.C. et al., 2003, Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles, *Paleoceanography*, 18, 4, 1090, doi:10.1029/2003PA000908

Kuypers M. et al. 1999, A large and abrupt fall in atmospheric CO₂ concentration during Cretaceous times, *Nature*, 399, 342-345

Kwok R. et al., 2005, On large outflows of Arctic sea ice into the Barents Sea, *Geophysical Research Letters*, 32, L22503

Laat A. & A. Maurellis, 2004, Industrial CO₂ emissions as a proxy for anthropogenic influence on lower tropospheric temperature trends, *Geophysical Research Letters*, vol.31, L05204, doi:10.1029/2003GL019024, 2004

Labeyrie L., 2000, Glacial climate instability, *Science*, 290, 1905-1907

Labitzke K. & van Loon H., 1990, Associations between the 11-year sunspot cycle, the quasi-biennial oscillation, and the atmosphere, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 330, 577

Lackner K., 2003, A guide to CO₂ sequestration, *Science*, 300, 1677-1678

Lal R., 2004, Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security, *Science*, 304, 1623-1627

Lamy F. et al. 2004, Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian Ice Sheet response, *Science*, 304, 1959-1962

Landsea C. et al., 2006, Can we detect trends in extreme tropical cyclones?, *Science*, 313, 452-454

Lang C. et al. 1999, 16 °C rapid temperature variation in central Greenland 70,000 years ago, *Science*, 286, 934-937

Larsen H.C. et al. 1994, Seven million years of Glaciation in Greenland, *Science*, 264, 952-955

Lawrence D. & A. Slater, 2005, A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century, *Geophysical Research Letters*, 32, L24401

Lawrence K. et al., 2006, Evolution of the Eastern Tropical Pacific through Plio-Pleistocene glaciation, *Science*, 312, 79-83

Lawrence M. & Crutzen P. 1999, Influence of NO_x emissions from ships on tropospheric photochemistry and climate, *Nature*, 402, 167-170

Laxon S. et al., 2003, High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region, *Nature*, 425, 947-950

Le Roy Ladurie E., 1967, *Histoire du climat depuis l'an mil*, ed. Flammarion

Lea D. et al., 2000, Climate impact of late Quaternary Equatorial Pacific sea surface temperature variations, *Science*, 289, 1719-1723

Lea D. et al., 2003, Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glaciation termination, *Science*, 301, 1361-1364

Lean J. et al., 1995, Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change, *Geophysical Research Letters*, 22 (23), 3195-3198

Lean J. & Rind D., 2001, Earth's response to a variable Sun, *Science*, 292, 234-236

Lean J., 2000, Evolution of the Sun's spectral irradiance since the Maunder Minimum, *Geophysical Research Letters*, 27, 2425-2428

Lear C.H. et al 2000, Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca benthic

foraminiferal calcite, *Science*, 287, 269

Lee K. et al. 1998, Low interannual variability in recent oceanic uptake of atmospheric carbon dioxide, *Nature*, 396, 155

Lee-Thorp J.A. et al., 2001, Rapid climate shifts in the southern African interior Throughout the mid to late Holocene, *Geophysical Research Letters*, 28, 23, 4507-4510

Legrand, M. et al. 1991, Ice-core record of oceanic emissions of dimethylsulphide during the last climate cycle, *Nature*, 350, 144-146

Lehman S. & Keigwin L. 1992, Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation, *Nature*, 356, 757-762

Lelieveld J, 2006, A nasty surprise in the greenhouse, *Nature*, 443, 405-406

Lelieveld J. et al., 2004, Increasing ozone over the Atlantic Ocean, *Science*, 304, 1483-1487

Lelieveld J. et al., 2005, Low methane leakage from gas pipelines, *Nature*, 434, 841-842

Lenton T. & A. Watson, 2004, Biotic enhancement of weathering, atmospheric oxygen and carbon dioxide in the Neoproterozoic, *Geophysical Research Letters*, vol 31, L05202, doi:10.1029/2003GL018802,2004

Leroux M. 1998, *Dynamic Analysis of weather and climate*, ed Wiley

Levitus S. et al., 2000, Warming of the world oceans, *Science*, 287, 2225-2229

Levitus S. et al., 2005, Warming of the world ocean, 1955-2003, *Geophysical Research Letters*, 32, L02604

Li Z. et al. 1995, The variable effect of clouds on atmospheric absorption of solar radiation, *Nature*, 376, 486-490

Liao T. et al., 2004, The seasonal cycle of N₂O, *Geophysical Research Letters*, 31, L17108.

Lindstrom D. & McAyeal D. 1993, Death of an Ice sheet, *Nature*, 365, 214-215

Lindzen R. & Giannitsis C, 2002, Reconciling observations of global temperature change, *GRL*, 29,

24-1, 24-3

Liu J. & Curry J., 2004, Recent Arctic sea ice variability: connections to the Arctic Oscillation and the ENSO, *Geophysical Research Letters*, 31, L09211

Liu P. et al., 2001, Historical and future trends of the Sahara Desert, *Geophysical Research Letters*, 28, 14, 2683-2686

Liu Z. et al, 2005, Atmospheric CO₂ forcing on glacial thermohaline circulation and climate, *Geophysical Research Letters*, 32, L02706

Lockwood J. 1998, Future trends in daytime and night-time temperatures, *Weather*, 53, 3, 72

Lockwood M. et al. 1999, A doubling of the Sun's coronal magnetic field during the past 100 years, *Nature*, 399, 437-439

Lohmann U, 2002, A glaciation indirect aerosol effect caused by soot aerosols, *GRL*, 29, 4, 11-1/11-4

Lomax B et al., 2000, Terrestrial ecosystem responses to global environmental change across the cretaceous-Tertiary boundary, *Geophysical Research Letters*, 27, 2149-2152

Loope D. et al., 2001, Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes, *Nature*, 412, 64-66

Loutre M. & Berger A. 2000, No glacial-interglacial cycle in the ice volume simulated under a constant astronomical forcing and a variable CO₂, *Geophysical Research Letters*, 27, 6, 783-787

Lovelock J. 1992, *Gaia, una ciencia para curar el planeta*, ed. Integral, or *Gaia, a new look at life on Earth* ed. Oxford University Press, reprinted 1995

Lowe J.J. et al., 1995, Direct comparison of UK temperatures and Greenland snow accumulation rates, 15.000-12.000 yr ago, *JOS*, 10, 175-180

Lowe T. et al., 2005, Testing the Lake Agassiz meltwater trigger for the Younger Dryas, *EOS*, 40, 365

Lowenstein K. & R. Demicco, 2006, Elevated atmospheric CO₂ and its subsequent decline, *Science*, 313, 1928-

Loya W. et al., 2003, *Nature*, 425, 705-707

Lubick N., 2002, Snowball fights, *Nature*, 417, 12-13

Lubin D. & A.M. Vogelmann, 2006, A climatologically significant aerosol long-wave indirect effect in the Arctic, *Nature* 439, 453-456

Lubin D. & A. Vogelmann, 2006, A climatologically significant aerosol longwave indirect effect in the Arctic, *Nature*, 439, 453-456

Lucht W. et al., 2002, Climatic control of the high-latitude vegetation greening trend and Pinatubo effect, *Science*, 296, 1687-1689

MacDonald G. 1990, Role of methane clathrates in past and future climates, *Climatic Change*, 16, 247-281

Macdonald F. et al., 2010, Calibrating the Cryogenian, *Science*, 237, 1241-1243

Magnuson J. et al. 2000, Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere, *Science*, 289, 1743-1746

Maher B. & Dennis P., 2001, Evidence against dust-mediated control of glacial-interglacial changes in atmospheric CO₂, *Nature*, 411, 176-180

Manabe S. et al. 1991, Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂, *J. Climate*, 4, 785-818

Manabe S. & Stouffer R.J., 1995, Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean, *Nature*, 378, 165-167, 1995

Mann M. & Bradley R. 1999, Northern hemisphere temperatures during the past millennium : inferences, uncertainties, and limitations, *Geophysical Research Letters*, 26, 7459

Mann M. & Jones P., 2003, Global surface temperatures over the past two millennia, *GRL*, 30, 15, CLM 5

Mann M. 2002, The value of multiple proxies, *Science*, 297, 1481-1482

Maring X.Li. 1996, Dominance of mineral dust in aerosol light-scattering in the North Atlantic trade winds, *Nature*, 380, 416-419

Marlow J.R. et al., 2001, Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition, *Science*, 290, 2288-2291

Marshall C. et al., 2005, Wetlands: Crop freezes and land-use change in Florida, *Nature*, 426, 29-30

Marshall E., 2001, Clovis first, *Science*, 291, 1732

Marshall McCabe A & Clark P. 1998, Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Nature*, 392, 373-377

Martin, J.H. et al. 1990, Glacial-interglacial CO₂ change : the iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1-13

Martrat B. et al. 2004, Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years, *Science*, 306, 1762-1765

Marzoli A. et al., 1999, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the central Atlantic Magmatic Province, *Science*, 284, 616

Maslin M. & Burns S., 2001, Reconstruction of the Amazon basin effective moisture availability over the past 14,000 years, *Science*, 290, 2285-2287

Maslowski W., 2000, Modelling recent climate variability in the Arctic, *Geophysical Research Letters*, 27, 22, 3743-3746

Matsui T. & R. Pielke, 2006, Measurement-based estimation of the spatial gradient of aerosol radiative forcing, *Geophysical Research Letters*, 33, L11813

Maurer B., 2002, Big thinking, *Nature*, 415, 489-491

Mayewski P.A. et al. 1990, An ice-core record of atmospheric response to anthropogenic sulphate and nitrate, *Nature*, 346, 554-556

McAyeal D.R. 1993, Binge/purge oscillations of the Laurentide ice-sheet as a cause of the North-Atlantic Heinrich events, *Paleoceanography*, 9, 775-784

McClelland J. et al., 2006, A pan-arctic evaluation of changes in river discharge during the latter half of the 20th century, *Geophysical Research Letters*, 33, L06715

McConnell J.R. et al., 2000, Changes in Greenland ice sheet elevation attributed primarily to snow

accumulation variability, *Nature*, 406, 877-879

McCulloch M. et al. 1999, Coral record of equatorial sea-surface temperatures during the penultimate deglaciation at Huon Peninsula, *Science*, 283, 2 02

McDowell N, 2002, Melting ice triggers Himalayan flood warning, *Nature*, 416, 776

McElwain J.C. et al. 1999, Fossil plants and global warming at the Triassic-Jurassic boundary, *Science*, 285, 1386-1389

McIntyre A. & Molfino B. 1996, Forcing of Atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession, *Science*, 274, 1867-1870

McIntyre S. & R. McKittrick, 2005, Hockey sticks, principal components, and spurious significance, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03710, doi:10.1029/2004GL021750

McKay C, 2000, Thickness of tropical ice and photosynthesis on a snowball Earth, *Geophysical Research Letters*, 27, 2153-2156

McKim J. et al. 1998, Megaliths and Neolithic astronomy in southern Egypt, *Nature*, 392, 488

McManus J. et al., 2004, Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, 428, 834-837

McPhaden M., 2006, ENSO as an integrating concept in Earth Science, *Science*, 314, 1740-1745

Mears C. & F. Wentz, 2005, The effect of diurnal correction on satellite-derived lower tropospheric temperature, *Science*, 309, 1548-1551

Meckel T. et al., 2006, Current subsidence rates due to compaction of Holocene sediments in southern Louisiana, *Geophysical Research Letters*, 33, L11403

Meckel T. et al., 2006, Current subsidence rates due to compaction of Holocene sediments in southern Louisiana, *Geophysical Research Letters*, 33, L11403

Meerkötter R. et al., 2004, A 14-year European cloud climatology from NOAA/AVHRR data in comparison to surface observations, *Geophysical Research Letters*, 31, L15103

Meier W. et al., 2005, Reductions in Arctic sea ice cover no longer limited to summer, *EOS*, 86, 32
6

Melillo, J.M. et al. 1993, Global climate change and terrestrial net primary production, *Nature*, 363, 234-240

Meng J. & McKenna M. 1998, Faunal turnovers of Palaeogene mammals from the Mongolian Plateau, *Nature*, 394, 364-367

Menzel A. & Fabian P. 1999, Growing season extended in Europe, *Nature*, 397, 659

Merrifield M. et al, 1999, Interannual sea level changes in the tropical Pacific associated with ENSO, *Geophysical Research Letters*, 26, 21, 3317-3320

Michaels P. and Balling R. 2000, The satanic gases, Cato Institute

Milankovitch M., 1930, in *Handbuch der Klimatologie* eds. Koppen, W & Geiger, R. 1-176, Berlin

Milankovitch M. 1920, *Théorie Mathématique de phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*, Gauthiers-Volars, Paris.

Miller G. et al., 2001, Climate implications of changing Arctic sea ice, *EOS*, 82,8, 97-103

Miller L. & B. Douglas, 2004, Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise, *Nature*, 428, 406-409

Minnis P et al. 1993, Radiative climate forcing by the Mount Pinatubo eruption, *Science*, 259, 1411-1415

Mitchell J. 1991, No limit to global warming ?, *Nature*, 353, 219-220

Mitchell T. & Hulme M., 2002, Length of the growing season, *Weather*, 57, 5, 196-198

Mix A. et al. 1999, Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature, *Paleoceanography*, 14, 350-359

Moberg A., 2005, Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data, *Nature*, 433, 613-617

Moffat A.S. 1998, Temperate forests gain ground, *Science*, 282, 1253

Monaghan A. et al., 2006, Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year, *Science*, 313, 827-831

Monnin E. et al. 2001, Atmospheric CO₂ concentrations over the Last Glacial Termination, *Science*, 291, 112-114

Monnin E et al., 2004, Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores, *Earth Planet Science Letters*, 224, 45-54

Montenegro A. et al., 2006, Carbón storage on exposed continental shelves during the glacial-interglacial transition, *Geophysical Research Letters*, 33, L08703

Moore G. et al., 2002, Climate change in the North Pacific region over the past three centuries, *Nature*, 420, 401-403

Morgan J. et al. 1997, Size and morphology of the Chicxulub impact crater, *Nature*, 390, 472-476

Morgan M. et al., 1994, Carbon isotopic evidence for the emergence of C₄ plants in the Neogene from Pakistan and Kenya, *Nature*, 367, 162-165

Morgan V. et al. 2002, Relative timing of deglacial climate events in Antarctica and Greenland, *Science*, 297, 1862-1864

Moritz R et al., 2002, Dynamics of recent climate change in the Arctic, *Science*, 297, 1497-1501

Morrill C. & R. Jacobsen, 2005, How widespread were climate anomalies 8200 years ago?, *Geophysical Research Letters*, 32, L19701

Mouillot F. et al., 2006, Global carbón emissions from biomass burning in the 20th century, *Geophysical Research Letters*, 33, L01801

Mound J. E. 1998, True polar wander as a mechanism for second-order sea-level variations, *Science*, 279, 534-537

Mudelsee M. et al., 2003, No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe, *Nature*, 425, 166-169

Munk W., 2003, Ocean freshening, sea level rising, *Science*, 300, 2041-2042

Murray T, 2006, Greenland's ice on the scales, *Nature*, 443, 277-278

Myhre G. et al. 1998 , New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases, *Geophysical Research Letters*, 25, 14, 2 715

Mysak L., 2001, Patterns of Arctic circulation, *Science*, 293, 1269-1270

Nadel K J et al. 1999, Nitrogen deposition makes a minor contribution to carbon sequestration in temperate forests, *Nature*, 398, 145

Nadis S. 1999, Moves are afoot to probe the lake trapped beneath Antarctic ice, *Nature*, 401, 6750,

Naish T. et al., 2001, Orbitally induced oscillations in the East Antarctic ice-sheet at the Oligocene/Miocene boundary, *Nature*, 413, 719-722

Naranjo-Diaz L & Centella A. 1998, Recent trends in the climate of Cuba, *Weather*, 53, 3, 78

Nemani R. et al., 2003, Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999, *Science*, 300, 1560-1563

Nerem R.S. et al. 1999, Variations in global mean sea level associated with the 1997-1998 ENSO event: Implications for measuring long term sea level change, *Geophysical Research Letters* , 26, 19, 3005-3008

Newnham & Lowe, 2 000, *Geology*, 28, 759

Ngo-Duc T., 2005, Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century, *Geophysical Research Letters*, 32, L09704

Noblet N. et al. 1996, Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation, *Geophysical Research Letters*, 23, 22, 3191

Noblet-Ducoudré N. et al., 2002, Indirect relationship between surface water budget and wetland extent, *GRL*, 29, 4, 5-1/5-3

Nordhaus W., 2001, Global Warming Economics, *Science*, 294, 1283-1284

Norris R & Röhl U. 1999, Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition, *Nature*, 401, 775-778

North Greenland Ice Core Project members, 2004, High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147-151

Novakov T. et al., 2003, Large historical changes of fossil-fuel black carbon aerosols, *Geophysical Research Letters*, 30, 57-1/57-4

Nunes F. & R. Norris, 2006, Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period, *Nature*, 439, 60-63

Nurnberg D. 2000, Taking the temperature of past ocean surfaces, *Science*, 289, 1698-1699

Oerlemans J. 2005, Extracting a climate signal from 169 glacier records, *Science*, 308, 675-677

Oerlemans J. et al., 2006, Ice sheets and sea level, *Science*, 313, 1043-1045

Ogilvie A. et al., 2000, North Atlantic climate c. AD 1000: millennial reflections on the Viking discoveries of Iceland, Greenland and North America, *Weather*, 55, 34-45

Oki T. & S. Kanae, 2006, Global Hydrological Cycles and World Water resources, *Science*, 313, 1068-1072

Olsen P. et al., 2002, Ascent of dinosaurs linked to an iridium anomaly at the Triassic-Jurassic boundary, *Science*, 296, 1305-1307

Oltmans J. et al., 2000, The increase in stratospheric water vapour from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C., and Boulder, Colorado, *Geophysical Research Letters*, 27, 3453-3456

Oppenheimer M. 1998, Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet, *Nature*, 393, 325

Orphan V. et al, 2001, Methane-consuming archaea revealed by directly coupled isotopic and phylogenetic analysis, *Science*, 293, 484

Orr A. et al., 2004, A 'low-level' explanation for the recent large warming trend over the western Antarctic Peninsula involving blocked winds and changes in zonal circulation, *Geophysical Research Letters*, vol 31, L06204, doi:10.1029/2003GL019160, 2004

Orsi A. et al., 2001, Cooling and ventilating the Abyssal ocean, *Geophysical Research Letters*, 28, 15, 2923-2926

Overland J.E. & K.Wood, 2003, Accounts from 19th century Canadian Arctic Explorers' Logs, EOS 84 40

Overpeck J. et al. 1997, Arctic environmental change of the last four centuries, Science, 278, 1251

Pagani M. et al. 1999, Late Miocene atmospheric CO₂ concentrations and the expansion of C₄ grasses, Science, 285, 876-879

Pagani M. et al., 2005, Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene, Science, 309, 600-603

Pagani M. et al., 2009, The role of terrestrial plants in limiting atmospheric CO₂ decline over the past 24 million years, Nature, 460, 85

Page S. et al., 2002, The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997, Nature, 420, 61-65

Pahnke K. & Zahn R., 2005, Southern Hemisphere water mass conversion linked with North Atlantic climate variability, Science, 307, 1741-1746

Paillard D & L. Labeyrie 1994, Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events, Nature, 372, 162-164

Pallé E., 2005, Possible satellite perspective effects on the reported correlations between solar activity and clouds, Geophysical Research Letters, 32, L03802

Pallé E. et al., 2006, Can Earth's albedo and surface temperatures increase together?, EOS, 87, 4, 37

Pallé E., 2005, A multi-data comparison of shortwave climate forcing changes, Geophysical Research Letters, 32, L21702

Palmer M. & P. Pearson, 2003, A 23,000-Year record of surface water pH and pCO₂ in the Western Equatorial Pacific Ocean, Science, 300, 480-482

Pan M. & Sjöberg L. 1999, Estimating present-day postglacial rebound and horizontal movements in Fennoscandia by repeated GPS campaigns in 1993 and 1997, Geophysical Research Letters, 26, 771

Parker D., 2004, Large-scale warming is not urban, Nature, 432, 290-291

Parkinson C, 2002, Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979-99, *Annals of Glaciology*, 34, 435-440

Parry et al. 1998, Adapting to the inevitable, *Nature*, 395, 741

Pavlov A. et al., 2005, Passing through a giant molecular cloud: "Snowball" glaciations produced by interstellar dust, *Geophysical Research Letters*, 32, L03705

Pavlov P. et al., 2001, Human presence in the European Arctic nearly 40,000 years ago, *Nature*, 413, 64-66

Payne J. et al., 2004, Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction, *Science*, 305, 506-509

Paytan A., 2000, Iron uncertainty, *Nature*, 406, 468-469

Pearce F., 2006, *New Scientist*, 22 June 2006

Pearson P. & Palmer M. 1999 Middle Eocene seawater pH and atmospheric carbon dioxide concentrations, *Science*, 284, 1824-1826

Pearson P. & Palmer M., 2000, Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years, *Nature*, 406, 695-699

Pearson P. et al., 2001, Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs, *Nature*, 413, 481-487

Pearson P. et al., 2009, Atmospheric carbon dioxide through the Eocene-Oligocene climate transition, *Nature*, 461, 110-113

Peizhen Z. Et al., 2001, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Mtr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature*, 410, 891-897

Pelejero et al., 2003, Marine isotopic stage 5e in the Southwest Pacific: similarities with Antarctica and ENSO inferences, *Geophysical Research Letters*, 1 Dec. 2003

Peterson B. et al., 2002 Increasing river discharge to the Arctic Ocean, *Science*, 298, 2171-2173

Peterson L. et al., 2000, Rapid changes in the hydrologic cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial, *Science*, 290, 1947-1951

Petit J.R. et al. 1990, Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record, *Nature*, 343, 56-58

Petit J.R. et al. 1999, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429-436

Pfister C. et al. 1999, Climatic variability in sixteenth-century Europe and its social dimension, edit. Kluwer

Phillips O. et al. 1998, Changes in the carbon balance of tropical forests : evidence for long-term plots, *Science*, 282, 439

Piao S. Et al., 2005, NDVI-indicated decline in desertification in China in the past two decades, *Geophysical Research Letters*, 32, L06402

Pielke R., 2005, Land use and climate change, *Science*, 310, 1625-166

Pierrehumbert R. & Roca R. 1998, Evidence for control of Atlantic Subtropical humidity by large scale advection, *Geophysical Research Letters*, 25, 4537-4540

Pinker R., 2005, Do satellites detect trends in surface solar radiation?, *Science*, 308, 850-854

Piotrowski A. et al., 2005, Temporal relationships of carbon cycling and ocean circulation at glacial boundaries, *Science*, 307, 1933-1937

Pollack H. et Chapman D., 1993, Archivos subterráneos del clima cambiante, *Investigación y Ciencia*, 203, 6

Pollack H.N. et al. 1998, Climate change record in subsurface temperatures: a global perspective, *Science*, 282, 279

Polyak L. et al., 2001, Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glaciogenic deep-sea bedforms, *Nature*, 410, 453-457

Polyak L. et al., 2002, Kara sea expeditions yields insight into extent of LGM ice sheet, *EOS*, 83, 46, 525-529

Polyakov I. & Johnson M. 2 000, Arctic decadal and interdecadal variability, *Geophysical Research Letters*, 27, 4097-4101

Polyakov I. et al. 2002, Observationally based assessment of polar amplification of global warming, *Geophysical Research Letters*, 29, 18, 25-1/4

Polyakov I. et al., 2002, Trends and variations in Arctic Climate System, *EOS*, 83, 47,

Polyakov I. et al., 2005, One more step toward a warmer Arctic, *Geophysical Research Letters*, 32, L17605

Powell J.L. 1998, *Night comes to the Cretaceous*, W.H.Freeman

Prabhakara C. et al., 2000, Global warming : evidence from satellite observations, *Geophysical Research Letters*, 27, 3517-3520

Prasad A. et al., 2006, Influence of coal based thermal power plants on aerosol optical properties in the Indo-Gangetic basin, *Geophysical Research Letters*, 33, L05805

Pringle H. 1998, Traces of ancient mariners found in Peru, *Science*, 281, 1775

Qian Y. & Giorgi F., 2000, Regional climatic effects of anthropogenic aerosols? The case of Southwestern China, *Geophysical Research Letters*, 27, 3521-3524

Qian Y. et al., 2006, More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000, *Geophysical Research Letters*, 33, L01812

Quade J. et al., 1995, Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols, *Geological Society of America Bulletin*, 107,12, 1381—1397.

Quay P., 2002, Ups and Downs of CO₂ uptake, *Science*, 298, 2344

Quinn T., 2000, Shallow water science and ocean drilling face challenges, *EOS*, 81, 397-404

Rahmstorf S., 2003, Timing of abrupt climate change, *Geophysical Research Letters*, vol 30, no 10, 17

Raitsos D. et al., 2005, Extending the SeaWiFS chlorophyll data set back 50 years in the northeast Atlantic, *Geophysical Research Letters*, L06603

Ramanathan V. & Collins W. 1991, Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds

deduced from observations of the 1987 El Niño, *Nature*, 351, 27-32

Ramanathan V. et al., 2001, Aerosols, climate, and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119-2124

Rampino M.R. & Self S. 1992, Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption, *Nature*, 359, 50-52

Rampino M.R. & Self S. 1993, Climate-volcanism feedback and the Toba Eruption of 74.000 years ago, *Quaternary Research*, 40, 269-280

Raper S.& R. Braithwaite, 2 006, Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming, 439, 311-313

Ravelo A.C. & Andreasen D. H. 2 000, Enhanced circulation during a warm period, *Geophysical Research Letters*, 27, 1001-1004

Ravizza G. & Peucker-Ehrenbrik B., 2003, Chemostratigraphic evidence of Deccan volcanism from the marine osmium isotope record, *Science*, 302, 1392-1395

Raymo M. et al., 2006, Plio-Pleistocene ice volume, Antarctic Climate, and the global dO18 record., *Science*, 313, 492-495

Raymo M.E. & Ruddiman W.F. 1992, Tectonic forcing of late Cenozoic climate, *Nature*, 359, 117-122

Raymond C. 2002, Ice sheets on the move, *Science*, 298, 2147-2148

Raynaud D. et al., The record for marine isotopic stage 11, *Nature*, 436, 39-40

Rebetez M & Beniston M. 1998, Changes in sunshine duration are correlated with changes in daily temperature range this century: an analysis of Swiss climatological data, *Geophysical Research Letters*, 25, 3611

Redfield A. et al., 1963, The influence of organisms on the composition of sea water. En *The sea*, Vol.2, M.N.Hill (Ed.). Interscience, 26-77

Reichow M. et al., 2002, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian Basin: Siberian Flood Basalt Province doubled, *Science*, 296, 1846-1850

Reindert J., 2005, Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming, *Geophysical*

Research Letters, 32, L17702

Ren F. et al., 2006, Changes in tropical cyclone precipitation over China, Geophysical Research Letters, 33, L20702

Renssel H. Et al., 2001, The 8.2 kyr BP event simulated by a global atmosphere-sea-ice-ocean model, Geophysical Research Letters, 28,1567-1570

Retallack G., 2001, A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles, Nature, 411, 287-290

Retallack G., 2002, Triassic-Jurassic atmospheric CO₂ spike, Nature,415,387-388

Rhines P. 2006, Sub-Arctic oceans and global climate, Weather, 61, 109-118

Rial J.A. 1999, Pacemaking the Ices Ages by frequency modulation of Earth's orbital eccentricity, Science, 285, 564-568

Rich T. et al., 2002, Polar dinosaurs, Science, 295, 979

Richter A., 2005, Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space, Nature, 437, 129-132

Rickaby R. & Halloran P., 2005, Cool La Niña during the warmth of the Pliocene?, Science, 307, 1948-1952

Rignot E & P. Kanagaratnam, 2 006, Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet, Science, 311, 986-990

Rignot E. et al., 2004, Rapid ice discharge from southeast Greenland glaciers, Geophysical Research Letters, L10401

Rigor I., 2004, Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent, Geophysical Research Letters, 31, L09401

Rind D., 1992, An uplifting experience, Nature, 360, 414-415

Rind D., et al. 1986, The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate : implications for the Younger Dryas cooling (11-10k), Climate Dynamics, 1, 3-33

Rinterknecht V. et al., 2006, Cosmogenic ^{10}Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland, *Boreas*, 35, 3, 605-606

Rioual P. et al., 2001, High-resolution record of climate stability in France during the last interglacial period, *Nature*, 413, 293-296

Ritter C. et al., 2005, Direct thermal radiative forcing of tropospheric aerosol in the Arctic measured by ground based infrared spectrometry, *Geophysical Research Letters*, 32, L23816

Robert C. & Chamley H. 1992, Late Eocene-early Oligocene evolution of climate and marine circulation: deep sea clay mineral evidence, in *The Antarctic Paleoenvironment: a perspective on global change*, part one, ed. AGU, 97-117

Robinson L. et al., 2005, Radiocarbon variability in the Western North Atlantic during the last deglaciation, *Science*, 310, 1469-1473

Rodbell D.T. 1999, An 15,000 year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador, *Science*, 283, 516

Rodriguez Puebla C. et al., Impacto de índices climáticos en las variaciones de precipitación acumulada en los meses Febrero, Marzo y Abril, in "El agua y el clima", 314-323, Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, serie A, n23.

Roelofs G, et al. 1997, A three dimensional chemistry/general circulation model simulation of anthropogenically derived ozone in the troposphere and its radiative climate forcing. *J. Geophys. Res.*, 102, 23,389

Rohling E. & Pälke H. 2005, Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago, *Nature*, 434, 975-979

Rohling E.J. et al., 1998, Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years, *Nature*, 394, 162-165

Rosenfeld A.H. et al., 2000, Technologies to reduce carbon dioxide emissions in the next decade, *Physics Today*, 53, 11, 2 9-34

Rosenfeld D, 2000, Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science*, 287, 1793-1796

Rossell-Melé A. 1998, *Eos*, 79, 393

- Rothrock D.A. et al. 1999, Thinning of the Arctic sea-ice cover, *Geophysical Research Letters*, 26, 23, 3469-3472
- Ruddiman W.F. (ed.) 1997, *Tectonic uplift and climate change*, Plenum Press
- Ruddiman W.F. 2001, *Earth's climate, past and future*, W.H. Freeman and Company
- Ruddiman W.F. 2003, The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago, *Climatic Change*, 61, 2 61-2 93
- Rutherford S. & D'Hondt S., 2000. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles, *Nature*, 408, 72-75
- Ruzmaikin A. et al., 2004, The pattern of northern hemisphere surface air temperature during prolonged periods of low solar output, *Geophysical Research Letters*, 31, L12201
- Ryan W & Pitman W, 1999, *El Diluvio Universal*, ed. Debate
- Sabine C. et al., 2004, The Oceanic sink for anthropogenic CO₂, *Science*, 305, 367-371
- Sachas J. & F. Anderson, 2005, Increased productivity in the subantarctic ocean during Heinrich events, *Nature*, 434, 1118-1121
- Sachs J.P. & Lehmann S. 1999, Subtropical North Atlantic temperatures 60,000 to 30,000 years ago, *Science*, 286, 756-759
- Sage R .F. 1995, *Global Change Biol.* 1, 93
- Saltzman, E., 2006, Glacial/interglacial variations in methanesulfonate (MSA) in the Siple Dome ice core, West Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 33, L11811
- Sandweiss D.H. et al., 1999, Transitions in the Mid-Holocene, *Science*, 283, 499
- Sarmiento J.L. & Sundquist E.T. 1992, Revised budget for the oceanic uptake of anthropogenic carbon dioxide, *Nature*, 356, 589-593
- Sarmiento J.L. & N. Gruber 2002, Sinks for anthropogenic carbon, *Physics Today*, 55, 8, 30-36
- Sarnheim M. 1978, Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum, *Nature*, 272,

Saydam A. & H. Senyuva 2002, Deserts: can they be the potential suppliers of bioavailable iron? *Geophysical Research Letters*, 29, 11, 19-1/19-3

Scaife A. et al., 2005, A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate, *Geophysical Research Letters*, 32, L18715

Schefuß E. et al., Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years, *Nature*, 437, 1003-1006

Schefuß E., 2003, African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-Pleistocene period, *Nature*, 422, 418-421

Schiermeier Q., 2006, Putting the carbon back, *Nature*, 442, 620-623

Schiermeier Q., 2006, The methane mystery, *Nature*, 442, 730-731

Schimel D. et al. 2000, Contribution of increasing CO₂ and climate to carbon storage by ecosystems in the United States, *Science*, 287, 2004-2006

Schimel D.S., 2001, Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems, *Nature*, 414, 169-172

Schlesinger W. 1997, *Biogeochemistry, an analysis of global change*, Academic Press

Schmittner A. et al., 2002, Instability of Glacial Climate in a Model of the Ocean- Atmosphere- Cryosphere System *Science*, 295, 1489-1493

Scholes R.J. & Noble I.R., 2001, Storing carbon on land, *Science*, 294, 1012-1013

Schopf J.W. 1999, *Cradle of Life*, Princeton University Press

Schrope M., 2000, Trouble in the greenhouse, *Nature*, 407, 10-12

Schuerer R.P. et al. 1998, Pleistocene collapse of the West Antarctic ice-sheet, *Science*, 281, 82-85

Schulte P. et al., 2010, The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary, *Science*, 327, 1213- 1218

Schulz H. et al. 1998, Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years, *Nature*, 393, 54-57

Schulz M. et al. 1999, Amplitude variations of 1470-year climate oscillations during the last 100,000 years linked to fluctuations of continental ice mass, *Geophysical Research Letters*, 26, 22, 3385-3388

Schulze E. et al., 2000, Climate change : Managing forests after Kyoto, *Science*, 289, 2058-2061
Science, 301, 1365-1367

Seltzer G. et al., 2002, Early warming of tropical South America at the last glacial-interglacial transition, *Science*, 296, 1685-1686

Sepulchre P. et al., 2006, tectonic uplift and Eastern Africa aridification, *Science*, 313, 1419-1423

Severinghaus J.P. & Brook E.J 1999, Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice, *Science*, 286, 930-934

Severinghaus J.P. et al. 1998, Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature*, 391, 141

Sewall J. & Sloan L., 2001, Equable Paleogene climates: The result of a stable, positive Arctic Oscillation?, *Geophysical Research Letters*, 28, 3693-3695

Shackleton N., 2000, The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity, *Science*, 289, 1897-1902

Shekar M. et al., 2005, Aerosol optical depths and direct radiative perturbations by species and source type, *Geophysical Research Letters*, 32, L12803

Shemesh A. et al. 1995, *Science*, 266, 1542-1544

Shemesh A. et al., 2001, An oxygen isotope record of lacustrine opal from a European Maar indicates climatic stability during the last interglacial, *Geophysical Research Letters*, 28, 12, 2305-2309

Sher A. 1999, Traffic lights at the beringian crossroads, *Nature*, 397, 103

Sher H. & E. Martin, 2006, Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage, *Science*, 312, 428-430

- Sherwood C. et al., 2005, Radiosonde daytime biases and late 20th century warming, *Science*, 309, 1556-1559
- Shevenell A. et al., 2004, Middle Miocene Southern Ocean cooling Antarctic cryosphere expansion, *Science*, 305, 1766-1770
- Shindell, D. et al., 2006: Role of tropospheric ozone increases in 20th century climate change. *J. Geophys. Res.*, 111, D08302, doi:10.1029/2005JD006348.
- Shy T. & Walsh J. 1996, North Pole ice thickness and association with ice motion history 1977-1992, *Geophysical Research Letters*. 23, 2975-2978
- Sibel B. & Walsh P., 2001, Potential impacts of CO₂ injection on deep-sea biota, *Science*, 294, 319-320
- Siddall et al., 2003, Sea-level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature*, 423, 853-858
- Sigman D. & Boyle E., 2000, Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide, *Nature*, 407, 859-869
- Sigman D. et al., 2004, Polar ocean stratification in a cold climate, *Nature*, 428, 59-62
- Sigurdsson H. 1990, Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response, *Palaeogeography*, 89, 277-289
- Simpson I. et al., 2002, Implications of the recent fluctuations in the growth rate of tropospheric methane, *Geophysical Research Letters*, 29, 10, 117, 1-4
- Singer F. & D. Avery, 2007, "Unstoppable global warming", ed. Rowman and Littlefield
- Sirocko F. et al., 2005, A late Eemian aridity pulse in central Europe during the last glacial inception, *Nature*, 436, 833-836
- Sleep N., 2001, Oxygenating the atmosphere, *Nature*, 410, 317-319
- Sloan L C. et Pollard D., 1998, Polar stratospheric clouds: A high latitude warming mechanism in an ancient greenhouse world, *Geophysical Research Letters*, 25, 3517-3520
- Smith A.B. & Jeffery Ch. H. 1998, Selectivity of extinction among sea urchins at the end of the

cretaceous period, *Nature*, 392, 69-71

Smith J. et al., 2005, Early local last glacial maximum in the Tropical Andes, *Science*, 308, 678-681

Soden B. et al., The radiative signature of upper tropospheric moistening, *Science*, 310, 841-844

Sohn B.J. & Smith E.A. 1992, The significance of cloud-radiative forcing to the general circulation on climate time scales. A satellite interpretation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49, 845-857

Sokolik I. & Toon O. 1996, Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols, *Nature*, 381, 681-683

Solanki S. Et al., 2004, Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years, *Nature*, 431, 1084-1087

Solomon S. et al., 2010, Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming, *Science*, 327, 1219-1223

Sowers T., 2006, Late quaternary atmospheric CH₄ isotope record suggests marina clathrates are stable, *Science*, 311, 838-840

Sowers T., 2006, Late quaternary atmospheric CH₄ isotope record suggests marina clathrates are stable, *Science*, 311, 838-840

Spero H. & Lea. D., 2002, The cause of carbon isotope minimum events on glacial terminations, *Science*, 296, 522-525

Stanhill G., 2005, Global dimming: a new aspect of climate change, *Weather*, vol.60, num. 1

Staubwasser M. et al., 2003, Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability, *Geophysical Research Letters*, 30, 8, 7

Steig E.J. et al. 1998, Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic, *Science*, 282, 92)

Stenni B. et al., 2001, An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, 293, 2074-2077

Stephens B. & Keeling R. 2 000, The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂

variations, *Nature*, 404, 171-174

Stevenson D. et al. 1998, Evolution of tropospheric ozone radiative forcing, *Geophysical Research Letters*, 25, 20, 3819

Stocker T. 2002, North-South connections, *Science*, 297, 1814-1815

Stocker T., 2003, South dials North, *Nature*, 424, 496-499

Stone R., 2004, Iceland's doomsday scenario?, *Science*, 306, 1278-1281

Storey M., 2007, Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the Opening of the Northeast Atlantic, *Science*, 316, 587-589

Stott L. et al. 2002, Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales, *Science*, 297, 222-226

Stott P & Kettleborough J., 2002, Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty-first century temperature rise, *Nature*, 416, 723-726

Stott P. et al., 2000, External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings, *Science*, 290, 2133-2137

Street-Perrot F. A. et al. 1997, Impact of Lower Atmospheric Carbon Dioxide on Tropical Mountain Ecosystems, *Science*, 278, 1422

Streets D. & K. Aunan, 2005, The importance of China's household sector for black carbon emissions, *Geophysical research Letters*, 32, L12708

Streets D., 2001, Recent reductions in China's greenhouse gas emissions, *Science* 294, 1835-1837

Streets D. et al., 2007, Two-decadal aerosol trends as a likely explanation of the global dimming/brightening transition, *Geophysical Research Letters*, 33, L15806

Stroeve J., 2005, Tracking the Arctic's shrinking ice cover: another extreme September minimum in 2004, *Geophysical Research Letters*, 32, L04501

Strong A.E. et al., 2000, Sea surface signals from satellites—an update., *Geophysical Research Letters*, 27, 11, 1667-1670

Stubenrauch C. & U. Schumann, Impact of air traffic on cirrus coverage, *Geophysical Research Letters*, 32, L14813

Sumanth E. et al., 2004, Measurements of aerosol optical depths and black carbon over Bay of Bengal during post-monsoon season, *Geophysical Research Letters*, 31, L16115

Sun S. & Bleck R., 2001, Atlantic Thermohaline circulation and its response to increasing CO₂ in a coupled atmosphere-ocean model, *Geophysical Research Letters*, 22, 4223-4226

Sundquist E.T. 1993, The global carbon dioxide budget, *Science*, 259, 934-941

Svendsen J.I. 1999, Maximum extent of the Eurasian ice-sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian, *Boreas*, 28, 234-242

Svensen H. et al., 2004, Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming, *Nature*, 429, 542-545

Svensmark H. & N. Calder, 2007, "The Chilling Stars", ed. Icon Books

Takeda S. 1998, Influence of iron availability on nutrient consumption ratio of diatoms in oceanic waters, *Nature*, 393, 774-777

Tanner L. et al., 2001, Stability of atmospheric CO₂ levels across the Triassic/Jurassic boundary, *Nature*, 411, 675-677

Tans P.P. et al. 1990, Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget, *Science*, 247, 1431-1438

Tarasov L. & W.R. Peltier, 2005, Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal, *Nature*, 435, 662-665

Tarduno J.A. et al. 1998, Evidence for extreme climatic warmth from late Cretaceous arctic vertebrates, *Science*, 282, 2241

Taylor K. et al. 1997, The Holocene-Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland, *Science*, 278, 825

Tett S. et al. 1999, Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface, *Nature*, 399, 569-572

- Theodorsen A. et al. 1998, Surface ozone at high latitudes, *Geophysical Research Letters*, 23, 1, 77
- Thomas D., 2004, Evidence for deep-water production in the North Pacific Ocean during the early Cenozoic warm interval, *Nature*, 430, 65-68
- Thomas R. et al., 2000, Mass balance of the Greenland ice sheet at high elevations, *Science*, 289, 426-4
- Thomas R. et al., 2004, Accelerated sea-level rise from West Antarctica, *Science*, 306, 255-258
- Thompson D. & Solomon S., 2002, *Science*, Interpretation of recent southern hemisphere climate change, 296, 895-899
- Thompson D., 2001, Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode, *Science*, 293, 85-89
- Thompson L. et al. 2002, Kilimanjaro Ice Core records: evidence of Holocene climate change in Tropical Africa, *Science*, 298, 589-593
- Thompson W. & S. Goldstein, 2005, Open-system coral ages reveal persistent suborbital sea-level cycles, *Science*, 308, 401-404
- Thunell R.C. & Mortyn G. 1995, Glacial climate instability in the Northeast Pacific Ocean, *Nature*, 376, 504-506
- Tian H. et al. 1998, Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems, *Nature*, 396, 664
- Tottman J. 1998, *Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record*, Columbia University Press
- Travis D. et al. 2002, Contrails reduce daily temperature range, *Nature*, 418, 601
- Trenberth K. 1992, *Climate System Modelling*, Cambridge University Press
- Treydte K. et al., 2006, The twentieth century was the wettest period in northern Pakistan over the past millennium, *Nature*, 440, 1179-1182
- Tripathi S. et al., 2005, Aerosol black carbon radiative forcing at an industrial city in northern India, *Geophysical Research Letters*, 32, L08802

Tripati A. & H. Elderfield, 2005, Deep-sea temperature and circulation changes at the Paleocene-Eocene thermal maximum, *Science*, 308, 1894-1898

Tripati A. et al., 2005, Eocene bipolar glaciation associated with global carbon cycle changes, *Nature*, 436, 341-346

Tsimplis M. & Baker T., 2000, Sea level drop in the Mediterranean Sea: an indicator of deep water salinity and temperature changes?, *Geophysical Research Letters* 27, 1731-1734

Tsimplis M. & Josey S., 2001, Forcing of the Mediterranean sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 28, 5, 803-806

Tucker et al., 2001, Evidence for rapid thinning of sea ice in the western Arctic Ocean at the end of the 1980s, *Geophysical Research Letters*, 28, 14, 2851-2854

Tunved P. et al., 2006, High natural aerosol loading over boreal forests, *Science*, 312, 261-263

Turco R.P. 1997, *Earth under siege*, Oxford University Press

Turner J. et al. 2002, Recent temperature trends in the Antarctic, *Nature*, 418, 291-292

Tzedakis P. et al., 2002, Buffered tree population changes in a quaternary refugium: evolutionary implications, *Science*, 297, 2044-2047

Udelhofen P. & Cess R., 2001, Cloud cover variations over the United States: an influence of cosmic rays or solar variability?, *Geophysical Research Letters*, 28, 2617-2620

Urban F. et al., 2000, Influence of mean climate change on climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record, *Nature*, 407, 989-993

Uriarte A., 1996, El clima de la prehistoria vasca, en *Geografía de Euskal Herria*, Etor

Valdés P. et al., 2005, The ice age methane budget, *Geophysical Research Letters*, 32, L02704

Van Andel T. 1994, *New Views of an Old Planet*, Cambridge University Press

Van der Burgh J. et al., 1993, Paleoatmospheric signatures in Neogene fossil leaves, *Science*, 260, 1788-1790

Van der Werf G., 2003, Continental scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Niña period, *Science*, 303, 73-76

Vandergoes M. et al., 2005, Regional insolation forcing of late Quaternary climate change in the Southern Hemisphere, *Nature*, 436, 242-245

Vaughan D & Lachlan-Cope T. 1995, recent retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula, *Weather*, 50, 11, 374

Veizer J. et al., 2000, Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon, *Nature*, 408, 698-701

Venkataraman C. et al., 2005, Residential biofuels in South Asia: carbonaceous aerosol emissions and climate impacts, *Science*, 307, 1454-1456

Verschuren D. et al. 2000, Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years, *Nature*, 403, 410-414

Vinneux F. et al. 1999, Glacial-Interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere, *Nature*, 398, 410

Vinnikov K & Robock A., 2002, Trends in moments of climatic indices, *Geophysical Research Letters*, 29, 2, 14-1/14-4

Visser K et al., Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation, *Nature*, 421, 152-155

Von Bloh et al., 2003, Cambrian explosion triggered by geosphere-biosphere feedbacks, *Geophysical Research Letters*, 30, 18, CLM6-1/6-5

Von Frese R.R.B., 2009, GRACE gravity observations target mega-impact in Wilkes Land, Antarctica, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Q02014, 10(2), doi:10.1029/2008GC002149

Von Grafenstein u. et al. 1999, A Mid-European Decadal Isotope-Climate record from 15,500 to 5,000 years BP, *Science*, 284, 1654-1657

Vose R. et al., 2005, Maximum and minimum temperature trends for the globe: an update through 2004, *Geophysical Research Letters*, 32, L23822

Vrba E. et al. 1995, *Paleoclimate and evolution*, Yale University Press

Wadhams P. & Davis N. 2 000, Further evidence of ice thinning in the Arctic ocean, *Geophysical Research Letters*. 27, 24, 3973-3975

Wadhams P. & W. Munk, 2004, Ocean freshening, sea level rising, sea ice melting, *Geophysical Research Letters*, vol 31, L11311

Waelbroeck C. et al., 2001, The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records, *Nature*, 412, 724-727

Wagner et al. 1999, Century-scale shifts in Early Holocene atmospheric CO₂ concentration, *Science*, 284, 1971-1973

Wallace J. & Thompson D., Annular modes and climate prediction, *Physics today*, 55, 2, 28-33

Wang B, & Q. Ding, 2 006, Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years, *Geophysical Research Letters*, 33, L06711

Wang X. et al., 2004, Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies, *Nature*, 432, 740-743

Wang Y. et al., 2001, A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China, *Science*, 294, 2345-2348

Wang Y. et al., 2004, Trends in atmospheric haze induced by peat fires in Sumatra Island, Indonesia and El Niño phenomenon from 1973 to 2003, *Geophysical Research Letters*, vol 31, L04103, doi:10.1029/2003GL018853,2004

Wang Y. et al., 2005, The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate, *Science*, 308, 854-857

Wara M., 2005, Permanent El Niño-like conditions during the Pliocene warm period, *Science*, 309, 758-761

Ward P. et al., 2001, Sudden productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction, *Science*, 292, 1148-1151

Ward P.D. et al., 2000, Altered river morphology in South Africa related to the Permian-Triassic, *Science*, 289, 1740-1743

Warneke C. et al., An important contribution to springtime Arctic aerosol from biomass burning in

Russia, Geophysical Research Letters, 37, L01801

Warren Beck J. et al., 2001, Extremely large variations of atmospheric ^{14}C concentration during the Last Glacial Period, Science, 292, 2453-2458

Watson A. et al, 2000, Effect of iron supply on Southern Ocean CO_2 uptake and implications for glacial atmospheric CO_2 , Nature, 407, 730-734

Weaver A.J. 1995, Driving the ocean conveyor, Nature, 378, 135-136

Weaver A.J. et al. 2003, Meltwater pulse 1^a from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval, Science, 299, 1709-1713

Webster P. et al., 2005, Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment, Science, 309, 1844-1846

Webster P., 2002, Russia can save Kyoto, if it can do the math, Science, 296, 2129-2130

Wentz F & Schabel M. 1998, Effects of orbital decay on satellite-derived lower-tropospheric temperature trends, Nature, 394, 661

Wentz F.J. & Schabel M. 2000, Precise climate monitoring using complementary satellite data sets, Nature, 403, 414-41

Wiechert U. 2002, Earth's early atmosphere, Science, 298, 2341-2342

Wild M. et al., 2004, On the consistency of trends in radiation and temperature records and implications for the global hydrological cycle, Geophysical Research Letters, 31, L112 01

Wild M. et al., 2005, From dimming to brightening: decadal changes in solar radiation at Earth's surface, Science, 308, 847-850

Williams D.M. et al. 1998, Low latitude glaciation and rapid changes in the earth's obliquity explained by obliquity-oblateness feedback, Nature, 396, 453-455

Williams M.A. 1993, Quaternary Environments, Edward Arnold

Willis K. et al., 2004, How "virgin" is virgin rainforest?, Science, 304, 402-403

Wilson P.A. & Norris R. 2001, Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period, *Nature*, 412, 425

Wilson R. & A. Mordvinov, 2003, Secular total irradiance trend during solar cycles 21-23, *Geophysical Research Letters*, 30, 3-13-4

Wilson R. 1999, Statistical aspects of major (intense) hurricanes in the Atlantic basin during the past 49 hurricane seasons (1950-1998): implications for the current season, *Geophysical Research Letters*, 26, 19, 2957-2960

Wilson R. et al. 2000, *The Great Ice Age*, Routledge & The Open University

Wing S. et al., 2005, Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary, *Science*, 310, 993-996

Winsor P., 2001, Arctic sea ice thickness remained constant during the 1990's, *Geophysical Research Letters*, 28, 6, 1039-1041

Winter A. et al., 2000, Caribbean sea surface temperatures: two-to-three degrees cooler than present during the Little Ice Age, *Geophysical Research Letters*, 27, 20, 3365-3368

Winter A. et al., 2003, Orbital control of low-latitude seasonality during the Eemian, *Geophysical Research Letters*, 30, 4, 12

Woillard G. 1979, Abrupt end of the last interglacial in north-east France, *Nature*, 281, 558-562

Wolff E. et al., 2006, Southern ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles, *Nature*, 441, 491-496

Woodgate R. et al., 2010, The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat, *Geophysical Research Letters*, 37, L01602

Wright H. et al. 1993, *Global climates since the Last Glacial Maximum*, University of Minnesota Press

Writer S. 1988, Scientists debate role of accreted, extraterrestrial dust on Earth, *EOS*, 79, 46, 557

Wuebbles D.J. et al. 1998, Effects on stratospheric ozone and temperature during the Maunder Minimum, *Geophysical Research Letters*, 25, 523

- Xoplaki E. et al., 2005, European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium, *Geophysical Research Letters*, 32, L15713
- Yokoyama Y. et al., 2000, Timing of the last glacial maximum from observed sea level minima, *Nature*, 406, 713-716
- Young S. et al., 2010, Did changes in atmospheric CO₂ coincide with latest Ordovician glacial-interglacial cycles?, *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeocology*, doi:10.1016/j.palaeo.2010.02.033
- Zachos J.C. et al., 1996, High resolution deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene transition, *Paleoceanography* 11, 251-256 (1996)
- Zachos J. et al., 2001, Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary, *Science*, 292, 274-278
- Zachos J. et al., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present, *Science*, 292, 686-693
- Zachos J. et al., 2003, A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum, *Science*, 302, 1551-1554
- Zachos J. et al., 2005, Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, *Science*, 308, 1611-1615
- Zeebe R. & D. Archer, 2005, Feasibility of ocean fertilization and its impact on future atmospheric CO₂ levels, *Geophysical Research Letters*, 32, L09703
- Zeng N. et al., 2005; Impact of 1998-2002 midlatitude drought and warming on terrestrial ecosystem and the global carbon cycle, *Geophysical Research Letters*, 32, L22709
- Zhang H. et al., 2001, Paleolake evolution and abrupt climate changes during the last glacial period in NW China, *Geophysical Research Letters*, 28, 16, 3203-3206
- Zhang J., 2005, Warming of the Arctic ice-ocean systems faster than the global average since the 1960s, *Geophysical Research Letters*, 32, L19602
- Zhang X et al., 2004, The footprint of urban climates on vegetation phenology, *Geophysical Research Letters*, 31, L12209
- Zhao Ch., 2006, A possible positive feedback of reduction of precipitation and increase in aerosols

over eastern central China, Geophysical Research Letters, 33, L11814

Zhao M. and S. Running, 2010, Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009, Science, 329, 940-942

Zhisheng A. et al., 2001, Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times, Nature, 411, 62-66g

Zimov S. et al., 2006, Permafrost and the global carbon budget, Science, 312, 1612-1613

Zimov S.A. et al. 1999, Contribution of disturbance to increasing seasonal amplitude of atmospheric CO₂, Science, 284, 1973-1975

Zou X. et al., 2005, Variations in droughts over China: 1951-2003, Geophysical Research Letters, 32, L04707

Zwiers F., 2002, The 20-year forecast, Nature, 416, 690-691